

JOSÉ ANTONIO URROZ LOPES

**OS MOVIMENTOS COLETIVOS DOS SOLOS
E A EVOLUÇÃO DAS ENCOSTAS NATURAIS
NAS REGIÕES TROPICAIS E
SUBTROPICAIS ÚMIDAS**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Tecnologia, Área de Concentração: Geologia Ambiental, Universidade Federal do Paraná.

Comissão de Orientação

Orientador Principal: Prof. Dr. Paulo Cesar Soares

Co-orientadores: Prof. Dr. André V. L. Bittencourt

Prof. Dr. Naldy Emerson Canali

CURITIBA

1995

JOSÉ ANTONIO URROZ LOPES

OS MOVIMENTOS COLETIVOS DOS SOLOS E A EVOLUÇÃO DAS ENCOSTAS
NATURAIS NAS REGIÕES TROPICAIS E SUBTROPICAIS ÚMIDAS

Dissertação aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre no
Curso de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, pela
Comissão formada pelos professores:

Orientador: Prof. Dr. Paulo Cesar Soares
Setor de Tecnologia, UFPr

Prof. Dr. Alberto Pio Fiori
Setor de Tecnologia, UFPr

Prof. Dr. Josué Alves Barroso
Instituto de Geociências, UFRJ

Curitiba, 06 de Junho de 1995

DEDICATÓRIA

- À Joaquim (*in memoriam*) e Joana que me ensinaram o valor do trabalho e da honestidade;
- A Vânia, Renata, Fernão e Camila a quem espero transmitir a mesma lição;
- À Sandra que tornou possível esta Dissertação;
- Ao Trein que foi companheiro de estudos e trabalhos e é amigo da vida inteira;
- Ao Freire que, depois de Terzaghi, é o engenheiro mais geólogo que eu conheço.

AGRADECIMENTOS

- Ao Orientador Principal, Prof. Dr. Paulo César Soares, pelo incentivo, apoio, sugestões, críticas e revisão das minutas;
- Aos Co-orientadores, Prof. Dr. Naldy Emerson Canalli e Prof. Dr. André Virmond Bittencourt pela ajuda na pesquisa bibliográfica, sugestões, críticas e revisão das minutas;
- Ao Eng. Eduardo Sólton de Magalhães Freire, pela análise da minuta e sugestões oferecidas;
- Ao Prof. Ms. Cícero Galeno Urroz Lopes, pela revisão da linguagem, ortografia, pontuação e estilo da minuta e pelas sugestões oferecidas;
- À Biol. Msc. Sandra Mara Pereira de Queiroz pelo auxílio na revisão dos textos, sugestões e críticas;
- Ao Geol. Elimar Trein, pela revisão da minuta, sugestões, críticas e incentivo;
- À bibliotecária Raquel Pinheiro Costa Jordão que fez a revisão e organização das referências bibliográficas;
- A Fernão Diego de Souza Lopes que auxiliou na digitação e correção desta Dissertação;
- Aos geólogos Osvaldo Iwasa e Renivaldo Teixeira Campos do IPT, que enviaram alguns dados para a presente dissertação.
- Ao Coordenador Geral do Curso de Pós-Graduação em Geologia Prof. Dr. Ernani Rosa Filho, pelo incentivo e auxílio;
- Aos Professores do Curso de Pós-Graduação em Geologia Ambiental, pelos conhecimentos transmitidos e pelas profícuas discussões travadas;
- Aos colegas do Curso de Pós-Graduação, de quem muito aprendi em termos de ciência, solidariedade e amizade;
- A Jacídio Albini Salgado e José Luiz Pinto Muniz que entenderam minhas horas de ausência da Empresa e permitiram que eu utilizasse a infraestrutura da Engemin para a execução de alguns trabalhos referentes à presente Dissertação;
- Aos funcionários da Engemin, especialmente o desenhista Eloi Antunes, que me auxiliaram em itens do trabalho e com a infraestrutura necessária ao desenvolvimento da presente Dissertação;
- A todos os técnicos de nível superior, médio e auxiliar com quem trabalhei, durante minha vida profissional, nos mais diversos estudos e projetos que me forneceram a base para a presente Dissertação;
- A todos os cientista e técnicos que me transmitiram sua experiência e conhecimentos através da bibliografia utilizada.

SUMÁRIO

RESUMO

ABSTRACT

1 INTRODUÇÃO

2 A EVOLUÇÃO DAS IDÉIAS SOBRE AS ENCOSTAS:

2.1 AS CIÊNCIAS QUE ESTUDAM AS ENCOSTAS

2.2 AS TEORIAS CLÁSSICAS DE EVOLUÇÃO DAS VERTENTES

2.2.1 O sistema de William Morris Davis

2.2.2 As proposições de Walter Penck

2.2.3 A teoria de Lester C. King

2.2.4 Observações gerais sobre as teorias clássicas

2.3 A VISÃO *CLIMÁTICA*

2.4 A TENDÊNCIA *RECENTE*

3 MATERIAL E MÉTODOS

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 A EVOLUÇÃO DAS ENCOSTAS TROPICAIS E SUBTROPICAIS ÚMIDAS

4.1.1 Generalidades

4.1.2 Os processos que atuam sobre as encostas

4.1.2.1 O intemperismo e o transporte

4.1.2.2 Os fatores intervenientes

4.1.2.3 A água e os processos químicos

4.1.2.4 O transporte superficial pela água

4.1.2.5 O efeito da cobertura vegetal

4.1.2.6 O transporte pela gravidade: os movimentos de massa

4.1.3 As forças interparticulares responsáveis pela estabilidade das encostas

4.1.3.1 O comportamento das areias limpas e secas

4.1.3.2 O comportamento dos materiais coesivos

4.1.4 A evolução dos valores de c e ϕ com o intemperismo e a instabilização das encostas

- 4.1.4.1 Os dados disponíveis e as conclusões que se impõem
 - 4.1.4.2 A forma teórica da massa instabilizada
 - 4.1.4.3 A forma real das rupturas
- 4.1.5 Os “processos-gatilho” responsáveis pelo clímax das instabilizações
 - 4.1.5.1 A ação das chuvas
 - 4.1.5.2 Outros agentes desencadeadores de instabilizações
- 4.1.6 Os movimentos lentos e os terracetes
 - 4.1.6.1 O rastejo (*creep*)
 - 4.1.6.2 A solifluxão
 - 4.1.6.3 Os microterraços ou terracetes
- 4.2 AS REESCULTURAÇÕES “CATASTRÓFICAS” DE ENCOSTAS BRASILEIRAS NOTICIADAS NOS ÚLTIMOS TEMPOS
 - 4.2.1 Aspectos gerais
 - 4.2.2 As referências da literatura técnica e as observações do autor
 - 4.2.2.1 Os eventos de 1956 em Santos/SP
 - 4.2.2.2 Os acontecimentos de 1966/67 no Rio de Janeiro e Serra das Araras/RJ
 - 4.2.2.3 A “catástrofe” de 1967 em Caraguatatuba/SP
 - 4.2.2.4 Os “derretidos” de 1974 na Serra de Maranguape/CE
 - 4.2.2.5 Os escorregamentos de 1974 na região de Tubarão/SC e norte do Rio Grande do Sul
 - 4.2.2.6 A interrupção da BR-277 próximo a Palmeira/PR em 1991
 - 4.2.2.7 Os acidentes na região norte de Santa Catarina e as reesculturações das encostas do vale do Iguaçu/PR em 1983 e 1992
 - 4.2.2.8 Os movimentos de encostas de 1989 e 1993 na região urbana de Petrópolis/RJ e seus antecedentes
 - 4.2.2.9 Alguns títulos de interesse para a questão
 - 4.2.2.10 Algumas tentativas de correlação de eventos pluviométricos e escorregamentos a nível nacional e mundial
- 4.3 O MODELO E AS DECORRÊNCIAS DE CARÁTER PRÁTICO
 - 4.3.1 Considerações gerais
 - 4.3.2 Síntese do modelo proposto

- 4.3.2.1 O modelo teórico
- 4.3.2.2 Um caso ilustrativo
- 4.3.3 As estimativas atuais de estabilidade de encostas a curto prazo
 - 4.3.3.1 As estimativas qualitativas
 - 4.3.3.2 As estimativas quantitativas
- 4.3.4 Os métodos preventivos/corretivos atuais da engenharia civil
 - 4.3.4.1 Os métodos “naturais”
 - 4.3.4.2 As estruturas de contenção
 - 4.3.4.3 As estruturas de proteção
- 4.3.5 As possibilidades introduzidas pelo modelo
 - 4.3.5.1 As estimativas qualitativas de estabilidade de encostas
 - 4.3.5.2 As estimativas quantitativas de estabilidade de encostas
 - 4.3.5.3 Um método alternativo de estabelecimento de estimativas quantitativas
 - 4.3.5.3 A utilização na cartografia de risco e em estimativas de estabilidade de taludes artificiais
 - 4.3.5.4 As estimativas de empuxos de terra sobre estruturas

5 CONCLUSÕES

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

7 ANEXOS

7.1 DEDUÇÃO DA FÓRMULA DA ALTURA CRÍTICA

7.2 EXEMPLO DE ESTIMATIVA DE ESTABILIDADE DE ENCOSTA NATURAL - O CASO DAS ENCOSTAS NA REGIÃO DA HIDRELÉTRICA DE TIJUCO ALTO.

7.3 EXEMPLO DE ESTIMATIVA DE ESTABILIDADE DE TALUDE ARTIFICIAL - O CASO DA RODOVIA BR-153

RESUMO

Na presente Dissertação são discutidos alguns aspectos referentes à evolução das encostas tropicais e subtropicais úmidas, especialmente no que respeita ao papel dos movimentos coletivos de massa, como agentes fundamentais dessa evolução, em termos de processo e de forma. É discutida, também, a utilização do modelo desenvolvido para a execução de estimativas de “estabilidade a curto e médio termo” das encostas naturais, com vistas à execução de obras de engenharia, planejamento de ocupação humana e prevenção de desastres.

ABSTRACT

This paper discusses some aspects of slope evolution in humid tropical and subtropical climates, specially those concerning mass movements, that are considered to be of fundamental importance in the process and in the resulting form. It's also discussed, the utilization of the resulting model, in a practical way, to make estimations about the “short and middle-time stability” of natural slopes with applications in engineering works, human occupation and disaster prevention.

1 INTRODUÇÃO

Para realizar um estudo sobre qualquer assunto, as dificuldades maiores com que pode alguém deparar-se decorrem de duas situações, aparentemente paradoxais: ausência ou excesso de informações anteriores. No primeiro caso, o autor inicia às cegas seu trabalho, estando tudo por fazer; no segundo, ao contrário, depara-se com um emaranhado de informações muitas vezes de difícil acesso, geralmente contraditórias e sempre de difícil assimilação. Esta foi a situação, no presente caso.

Ao se propor dissertar sobre o assunto “evolução e estabilidade de encostas”, a pretensão original do autor era de ler, se não a totalidade dos escritos sobre o tema, no original, pelo menos a grande maioria. Esse ambicioso propósito, esbarrou, entretanto, na copiosidade da literatura sobre o assunto, na dificuldade de acesso a essa literatura no original e na barreira representada por algumas línguas. Assim, para não desistir da empreitada, essa pretensão foi limitada a uma visão geral do problema, seguindo-se a abertura de uma “janela”, isto é, de um detalhamento maior em determinados aspectos, tal como é descrito no item 4, o que permitiu realizar uma triagem da literatura a ser lida, especialmente da mais antiga. Em muitos casos, a não ser textos considerados fundamentais, o autor teve de contentar-se com as referências de outros autores. Nesse particular, entretanto certamente a posição do autor não seria singular, pois no prefácio de livro *Slopes* de Young (1978, p v) le-se a seguinte frase: “Quando comecei a estudar taludes, há cerca de 20 anos, resolvi ler tudo o que havia sido publicado sobre o assunto. Isto era, então, factível, porque não envolvia mais que 200 publicações. Para qualquer um que iniciasse agora, quando o número total de publicações se aproxima de 1000, esta tarefa seria, praticamente, impossível”.

Apesar de tudo o que se tem escrito sobre o assunto, “as encostas constituem, as feições geomórficas mais comuns e menos estudadas”, isto, “provavelmente em razão de sua ubiquidade que leva os geomorfólogos a preferirem feições únicas ou restritas” bem como em razão “de sua variação muito lenta, particularmente se comparada com os rios” (Carson e Kirkby 1975 p 1). O termo “ubiquidade” acima empregado, não constitui nenhum exagero, visto que em seu “*sensu lato*” o termo “encostas” inclui qualquer forma do terreno não nivelada. Assim sendo, à exceção das feições absolutamente planas e das “linhas de divisor e

talvegue”, todas as demais são encostas. Outrossim, a lentidão da evolução das formas, leva a que “uma vez que não dispõem de dados, os geomorfologistas necessitem fazer hipóteses sobre coisas assumidas, antes do que sobre evidências reais” (Small e Clark, 1982 p 5). No que respeita à literatura mais recente a que o autor teve acesso, constatou-se que infelizmente ela não apresenta de modo geral, grandes avanços em relação aos “clássicos”, limitando-se, as mais das vezes, a repetições comentadas ou a análise de aspectos particulares. Nos últimos tempos, nesse setor, aparentemente, “faltam idéias, faltam teorias, faltam pensadores, faltam gênios” (Cruz, 1993 p 48).

Por outro lado, a obrigação auto-imposta de executar a presente dissertação que incluiu a revisão crítica da literatura técnica, incluiu também a responsabilidade de buscar a maior aproximação possível com a verdade científica e como “a complacência na ciência é uma coisa ruim” (Huggett, 1985 p 8) o autor foi obrigado a utilizar argumentos a favor e contra a opinião de outros autores. A argumentação utilizada, embora eventualmente possa ter sido até veemente na defesa de pontos de vista, não representa obviamente, qualquer julgamento de valor.

Parece importante, também, esclarecer que a presente dissertação de mestrado, não seguiu o modelo que tem sido, usual: a escolha de um tema, seguindo-se a pesquisa de campo e de literatura sobre esse tema e após, o elaboração da dissertação. No presente caso, o tema foi imposto pelas dificuldades encontradas em trabalhos práticos e pela necessidade de solução para os problemas, por eles, impostas. Além disso, as observações de campo, e grande parte das consultas bibliográficas, foram feitas durante e para tais trabalhos.

Tal como Blumford, o homem que trabalhando em uma oficina bélica, aproveitou seu tempo para estudar e fazer experiências físicas, tendo sido o responsável pelo sepultamento das teorias sobre a natureza “substancial” do calor, julga o autor que:

Acontece, frequentemente, que nos trabalhos e ocupações comuns, da vida, as oportunidades de observar alguns dos aspectos, mais curiosos, da natureza, se apresentam por si mesmos (...) Eu tive, frequentemente, a ocasião de fazer tais observações e estou convicto de que o hábito de manter os olhos abertos, para tudo o que acontece durante os trabalhos(...) nos leva a dúvidas importantes e nos conduz a esquemas de investigação e aprimoramentos maiores que as meditações mais intensas, dos filósofos, em horas expressamente dedicadas a estudos (Blumford, *in*: Einstein e Infeld, 1952 p 45).

Assim, qualquer pessoa que se dedique a observar o comportamento das encostas naturais, em regiões tropicais ou subtropicais, deparar-se-á a miúdo, com problemas de “instabilizações”. Algumas dessas “instabilizações” são, inegavelmente, provocadas ou, pelo

menos, tem como “gatilho”, modificações da condição vigente, representadas p. ex., por trabalhos de terraplenagem; outras, entretanto, ocorrem naturalmente, i.e., são “desencadeadas” por processos naturais, normalmente grandes eventos pluviométricos. Esses tipos de instabilizações acontecem inclusive em locais sem, ou com muito pouca, interferência humana e, muitas vezes, com cobertura vegetal de grande porte, o que põe em cheque algumas idéias estabelecidas na literatura técnica.

Por outro lado, quando alguém necessita opinar sobre a situação de estabilidade de uma determinada encosta, junto à qual se deseja construir alguma obra de engenharia, ou escolher entre duas ou mais encostas, verifica que infelizmente os conhecimentos disponíveis atualmente sobre o tema, na área das ciências naturais, não levam a nenhuma metodologia prática de estudo e predição, isto é, pecam por serem absolutamente não quantitativos; na área de engenharia, baseiam-se em critérios e práticas desenvolvidos a partir de realidades tão simplificadas que são inaplicáveis a contextos tão complexos como as encostas naturais.

Tendo em vista esses fatos, o autor vem tentando, já há bastante tempo, desenvolver um tipo de metodologia de trabalho que alie o conhecimento desenvolvido na área das ciências naturais aos esquemas de análise de estabilidade propostos pelas ciências de engenharia, com vistas a criar um modelo de evolução que permita diagnósticos e escolhas, baseados em quantidades mensuráveis e não em estimativas puramente subjetivas (Lopes 1980, 1981, 1986, 1988 e 1993).

Por outro lado, a decisão de transformar tais observações e estudos em uma dissertação de mestrado, inspirou-se num pensamento exposto por um dos maiores cientistas de todos os tempos, onde é feita uma comparação dos trabalhos científicos com uma investigação policial, levada a cabo por Sherlock Holmes:

Chega uma hora em que o investigador coletou todos os fatos de que precisa, pelo menos para esta fase de seu problema. Esses fatos parecem, muitas vezes, estranhos, incoerentes e sem nexos entre si. O grande detetive, entretanto, conclui que não há mais necessidade de investigações no momento e que o pensamento puro o levará à correlação dos fatos coligidos. Então, ele toca violino e descansa em sua poltrona saboreando o cachimbo, quando, de repente, (...) ele acha! Não apenas ele encontra uma explicação para o desafio que tem em mãos, como conclui que outros eventos devem ter acontecido e, como ele sabe exatamente onde procurá-los, pode sair, se quiser, para coletar mais evidências que confirmem sua teoria (Einstein e Infeld, 1952 p 4-5).

Por último, pareceu importante que qualquer contribuição, ainda que modesta, sobre o assunto “encostas tropicais”, viesse à luz, tendo-se em vista que, segundo Young (1978 p

238): “O modo de evolução das encostas (nas zonas de florestas úmidas) ainda não foi estabelecido. De todas as zonas climáticas, a zona das florestas pluviais oferece as melhores oportunidades para o estudo das encostas” e segundo Carson e Kirkby (1975 p 367) “Poucos estudos foram levados a cabo em zonas tropicais, de modo que nosso conhecimento é baseado em extrapolações, a partir de zonas temperadas ou semiáridas”.

O desenvolvimento desse modelo, cuja sequência de estudos é descrita nos itens 3 e 4.1, constitui o objetivo básico e o resultado esperado do presente trabalho.

2 A EVOLUÇÃO DAS IDÉIAS SOBRE AS ENCOSTAS.

2.1 AS CIÊNCIAS QUE ESTUDAM AS ENCOSTAS

A evolução das vertentes naturais é um processo que inclui fenômenos físicos, químicos e biológicos, dentro de uma dinâmica geológica global que corresponde à interação das forças de origem interna e externa, sendo que as primeiras criam as desigualdades da superfície e as últimas tendem a nivelá-la. Entre as primeiras incluem-se a tectônica (orogênese e epirogênese) e o vulcanismo e ao segundo grupo filiam-se os processos de intemperismo, movimentação superficial e/ou subsuperficial de materiais incoerentes (solo, detritos e solutos), transporte e deposição desses materiais.

Classicamente, as encostas tem sido estudadas dentro de dois grupos de ciências:

- as “ciências da natureza”, basicamente a Geomorfologia e mais recentemente a Pedologia e
- as “ciências de engenharia”, a Mecânica dos Solos e a Mecânica das Rochas.

Constituindo uma espécie de “ponte” entre elas encontram-se a Geologia de Engenharia e a Geologia Ambiental.

A Geomorfologia, que é uma ciência mais antiga, desenvolveu uma metodologia fundamentalmente observacional e dedutiva, por bastante tempo em termos puramente qualitativos. Sua preocupação básica tem sido com a origem e a evolução das encostas, considerando fundamentalmente o comportamento do arcabouço geológico sob a ação do clima em termos de processos superficiais: intemperismo, erosão, transporte e acumulação. Só mais recentemente ela tem se voltado para uma análise do comportamento mecânico das partículas de que são constituídas as formas do terreno utilizando para isso, elementos e raciocínios, desenvolvidos pelas ciências de engenharia.

A Mecânica dos Solos é uma ciência mais jovem, pois data do início deste século (ainda que algumas teorias ainda utilizadas sejam do século XVIII e XIX), e a Mecânica das Rochas, de período ainda mais recente, é da década de 60. Essas ciências seguiram basicamente um

outro caminho metodológico: o da experimentação e quantificação, uma vez que seu objetivo é mais prático e imediato, a utilização desse conhecimento na construção de obras de engenharia e prevenção de “desastres”. Por isso mesmo, não desenvolveram maiores considerações com respeito à origem e à evolução das encostas, mas preocupam-se com sua situação de estabilidade “aqui e agora”.

A Geologia de Engenharia só se tornou importante como ramo da Geologia a partir de meados deste século, com o advento das grandes obras civis, enquanto que a Geologia Ambiental só se individualizou a partir da década de 70. A primeira dessas especialidades busca a aplicação dos conhecimentos desenvolvidos nas ciências geológicas, para a melhoria da tecnologia de construção das obras de engenharia, enquanto a segunda, com esses mesmos conhecimentos, busca uma melhoria na utilização e conservação dos recursos do meio ambiente e na interação entre as obras de engenharia e este último. A metodologia é, em ambos os casos, um misto das duas anteriores.

2.2 AS TEORIAS CLÁSSICAS DE EVOLUÇÃO DAS VERTENTES

As teorias clássicas a respeito da evolução das vertentes devem-se a William Morris Davis, Walther Penck e Lester. C. King e são denominadas, respectivamente: suavização dos taludes (*slope decline*), substituição dos taludes (*slope replacement*) e recuo paralelo (*parallel retreat*).

2.2.1 O sistema de William Morris Davis

Segundo Young (1978, p 25), dentre os numerosos escritos de Davis, relacionam-se a encostas os de 1892, 1898, 1932 (discussão da teoria de Penck), 1899, 1902, 1909 e 1912 (condição de clima úmido) e 1930 e 1938 (condição de clima árido).

Toda a teoria de Davis se apóia sobre o ciclo de erosão, estando, a evolução das encostas inserida nesse contexto: o material elaborado pelo intemperismo é transportado no sentido do

sopé das encostas e daí, via sistemas fluviais, para o mar, resultando numa mudança de forma na medida em que o ciclo avança.

O sistema proposto parte da ascensão, via tectonismo, de uma massa de terra acima do nível do mar. Essa ascensão é considerada suficientemente rápida para que a ação dos processos denudacionais praticamente não tenha efeito, durante o processo de soerguimento. A ação dos processos superficiais se iniciaria logo após a estabilização, por uma incisão fluvial e o desenvolvimento concomitante de um vale estreito. Essa incisão se aprofundaria até que fosse atingido o equilíbrio em termos do nível base, no caso o nível do mar, que é considerado constante durante o processo. Uma vez atingido o equilíbrio, progressivamente da foz para montante, o aprofundamento do vale cessa e a esculturação das encostas se inicia e progride independentemente do rio e ao longo de toda a sua extensão.

A obtenção do equilíbrio pelo rio, é feita através de um perfil denominado “*graded*”, (regulado) que corresponderia a uma curva côncava, cujo gradiente vai sendo progressivamente reduzido de montante para juzante. A palavra “*graded*”, apropriada por Davis dos engenheiros rodoviários, tem o sentido de que um rio cria para si um caminho que oferece a menor resistência ao transporte de materiais, via erosão e sedimentação, do mesmo modo que os engenheiros, por corte e aterro, criam o leito de uma rodovia. O rio seria nada mais do que um caminho para transporte do material gerado pelo intemperismo, que vai sendo otimizado com o tempo. Um rio “*graded*” é aquele cuja capacidade de transportar é exatamente igual ao transporte de material que tem de ser feito.

Por analogia com o sistema fluvial, Davis concluiu que o trabalho da erosão pela água, nas encostas, deve crescer no sentido da base o que resultaria num perfil côncavo. Como, entretanto a porção mais alta, próxima aos divisores, tem forma convexa, Davis a atribuiu à ação do rastejo e ao observar que essa porção é proeminente em climas úmidos, deduziu que a ação do rastejo tem maior efetividade, nesse tipo de clima, do que a erosão pela água.

Ainda por analogia com o perfil dos rios - partindo do pressuposto de que ambos são misturas de água e solo em movimento, ainda que em diferentes proporções - Davis estabeleceu a noção de perfil de encosta “*graded*”. “Uma camada de material intemperizado ‘*graded*’, possui capacidade de executar trabalho igual ao trabalho que deve ser feito” (Davis, 1899 in: Young, 1978 p 26). No estágio jovem, penhascos rochosos e encostas que ainda não atingiram o estágio “*graded*” e que se sobrepõem a encostas “*graded*”, tem seu regolito retirado mais rapidamente do que o intemperismo local o gera e ou do que é fornecido por

pontos tograficamente ainda mais elevados, permanecendo nus. A condição “*graded*” se inicia pela base e ascende para o topo, do mesmo modo que nos rios se inicia pela foz. Ao passar da maturidade avançada para a senilidade, as saliências desaparecem, coalescendo tudo em um manto de regolito que rasteja lentamente. De todos os pontos dessa superfície, uma encosta “*graded*” leva o material alterado para as drenagens e em todos os pontos, os agentes de transporte possuem a exata capacidade para transportar o material ali intemperizado e o que provem de mais acima.

A partir dessa concepção, Davis, ainda por analogia com o comportamento por ele previsto para os rios, concluiu pela suavização das encostas: “do mesmo modo como os rios ‘*graded*’ lentamente rebaixam seu perfil, após o término do período de máximo transporte, as camadas de regolito ‘*graded*’ tornam-se mais e mais suaves”. (Davis, 1899 in: Young, 1978 p 26). “O recuo das paredes dos vales é, usualmente acompanhado por uma redução em sua inclinação, bem como pelo desenvolvimento de um perfil convexo na porção superior e côncavo na inferior” (Davis, 1932 in: Young, 1978 p 26). Com o avanço do ciclo a concavidade e a convexidade são ampliadas e os raios de curvatura de ambas, aumentados. A cobertura pedológica e a presença da vegetação reduzem a retirada de solo da base, enquanto que a erosão aquosa na porção alta propicia sua acumulação na porção baixa. A acumulação de regolito reduz gradativamente a velocidade do intemperismo no sopé. Dessa conjugação de processos resulta uma redução da inclinação dos taludes, mesmo porque os materiais grosseiros presentes nas porções superiores, que exigiam ângulos fortes para serem movimentados, vão sendo reduzidos no sentido do sopé da encosta, fato que permite que esses materiais sejam movimentados em condições de inclinação mais suave.

2.2.2 A concepção de Walther Penck

A idéia da concomitância entre erosão e soerguimento situa-se na base da concepção de Walther Penck. Ao ocorrer o entalhamento do terreno por um curso d’água, a cada período infinitesimal de tempo geológico, seria criado um talude com um determinado gradiente, que dependeria da taxa de incisão do rio e da taxa de denudação da encosta e que seria constante se o material fosse homogêneo. Como resultado, em períodos em que a incisão fosse mais

rápida, os taludes seriam mais íngremes e, conseqüentemente, se o entalhe do rio fosse crescente, o talude resultante seria convexo; se fosse constante, seria retilíneo e com ângulo proporcional à taxa de erosão e se fosse decrescente, seria côncavo.

Após a formação é admitido que o talude recua paralelo a si mesmo, ao mesmo tempo que vai sendo rebaixado em sua porção basal pelo mecanismo a seguir descrito.

Na unidade de tempo uma camada superficial de rocha de uma espessura constante é alterada e removida por tombamento. Para que isso aconteça, é necessário um determinado gradiente, que existe para todas as porções da face rochosa, menos para a última, na base. Como consequência, há um recuo paralelo de toda a face da encosta, à exceção de sua porção inferior. Esse processo é repetido num segundo período de tempo, mas então há, na base, a porção não tombada anteriormente e que permaneceu "*in situ*". Como consequência do processo, a nova porção, que não possui condições de ser mobilizada por tombamento, se apresenta recuada em relação ao talude original. Esse processo continua, e a cada estágio uma nova porção basal da encosta permanece sem recuar por não poder tombar. Nessas condições, após algum tempo, considerando-se espessuras muito delgadas de rocha afetada, é desenvolvido um novo talude de gradiente uniforme, mais suave, denominado "talude basal". [Desse processo, resulta que] uma face íngreme de rocha, por si mesma, recua em direção ao divisor, mantendo seu gradiente original e um talude basal de menor inclinação se desenvolve às suas expensas (Penck, 1924 in: Young, 1978 p 33).

Penck estendeu esse modelo a encostas recobertas por fragmentos de rocha. Nesse caso, a redução se processa ao longo do talude basal, até que, num determinado momento, todo o material apresenta condições de ser mobilizado; esse grau de mobilidade deve ser mais alto, porque o talude é mais suave. "Todas as partículas de rocha se movem para o sopé da escarpa, com exceção da última, que não possui gradiente para isso, pois está na altura do nível-base de denudação". A partir desse ponto, o talude recua mantendo a mesma inclinação. Esse processo é repetido até que, abaixo do talude basal, é cavado um novo, mais suave, que é, por sua vez, substituído por outro, ainda mais suave e assim sucessivamente. A partir desse modelo, concluiu Penck que o processo obedece à seguinte lei: "a suavização dos taludes se processa de baixo para cima".

Segundo Penck, durante o soerguimento do terreno, o gradiente em todos os pontos, ao longo do rio, é ajustado de tal modo que o entalhamento é igual e mantém uma taxa igual à de soerguimento. Carson e Kirkby (1975 p 15) para explicar essa assertiva, imaginam um rio que entalha materiais homogêneos e cuja foz se mantém fixa durante o soerguimento e subdividem-no em pequenos segmentos de comprimento constante, chamados sucessivamente $s_1, s_2 \dots s_n$. Caso o entalhamento seja mais rápido que o soerguimento no segmento s_1 , - como sua foz está horizontalmente fixa - esse comportamento resultará numa redução do gradiente ao longo desse segmento. Essa redução de gradiente resultará numa redução na taxa de entalhamento até ela ser compatível com a taxa de soerguimento. Caso a taxa de entalhamento seja

inicialmente menor que a de soerguimento, haverá um acréscimo no gradiente e uma aceleração na taxa de entalhamento até que ela se torne compatível com a de soerguimento. Uma vez tendo acontecido o equilíbrio no segmento s_1 seu ponto extremo superior estará fixado. Mas o ponto extremo superior do segmento s_1 corresponde ao nível base do segmento s_2 e como ele foi soerguido ou rebaixado pelo ajustamento do segmento s_1 , segue-se que ele forçará um processo semelhante de ajustamento no segmento s_2 . A partir daí o ajustamento se estenderá aos demais segmentos até todo o rio estar equilibrado.

2.2.3 A teoria de Lester C. King

A teoria de King sobre a evolução das encostas, faz parte de um conjunto maior que inclui o ciclo dos rios, das encostas e dos terrenos (1951, 1953, 1957 e 1962). No que respeita aos rios, o ciclo de King é semelhante ao de Davis (Young, 1978 p 34), mas o ciclo das encostas é completamente diferente dos dois anteriores. King trabalhou no Sul da África, em região de clima subtropical subúmido, por ele considerado, como mais “normal” para o estudo da evolução de encostas do que o úmido temperado, no qual os estudos anteriores, inclusive o de Davis, tinham sido desenvolvidos, em razão de que estes últimos apresentam muitas feições herdadas de climas periglaciais anteriores.

O esquema de King baseia-se na admissão da ocorrência de períodos intermitentes de soerguimento rápido aos quais se seguem largos períodos de estabilidade durante os quais predomina a denudação. Logo após a elevação, as massas continentais seriam limitadas por encostas íngremes ao longo das margens oceânicas e estas, atravessadas por “*canyons*”. A denudação ocorreria por recuo paralelo das costas e paredes dos “*canyons*” fazendo surgir pedimentos basais que, por coalescência, resultariam em vastos “pediplanos”. O mecanismo de recuo é explicado a seguir.

Segundo King (1962), uma “encosta-padrão”, apresentar-se-ia constituída por quatro porções:

- a crista (talude de lavagem), que constituiria a porção mais elevada da mesma, possuiria usualmente forma convexa, devido, principalmente, à ação do intemperismo e rastejo;
- a escarpa (face livre) que seria o afloramento da rocha-mãe na porção mais íngreme da encosta, seria a porção mais ativa em termos de recuo, que ocorreria por erosão em sulcos e escorregamentos;

- o talude de detritos (talude constante), seria formado pelo material caído de cima; seu ângulo de inclinação seria o de repouso do material mais grosseiro que iria sendo reduzido em diâmetro pelo intemperismo e carregado pela água sob a forma de canalículos ou fluxo torrencial;
- o pedimento (talude decrescente) seria a grande concavidade que se estenderia da base dos outros elementos até a planície aluvial ou até o rio; seria uma feição de corte em rocha, embora às vezes se encontre preenchida por detritos, gerada, predominantemente, por lavagem superficial, sendo seu perfil próximo do de uma curva hidráulica.

Segundo King, esse padrão é o produto “natural” da evolução das encostas, seja por fluxo de água, seja por movimentos de massa ou ambos. O desenvolvimento completo de todos esses elementos dependeria das condições locais, entre as quais predomina a presença de uma rocha coerente e de um relevo adequado. Se algumas dessas condições estiverem ausentes, a escarpa pode não se formar, o “*debris slope*” necessariamente estaria ausente, e uma curva convexo-côncava decadente resultaria.

Durante a evolução, a escarpa recuaria paralela a ela mesma e controlaria a evolução de toda a encosta. O “*debris slope*” não cresceria o suficiente para encobri-la em razão da existência de um balanço entre fornecimento e retirada de material. Um balanço similar protegeria a forma e o tamanho da crista. O pedimento se estenderia, pelo recuo dos demais elementos, ao mesmo tempo em que seu ângulo iria sendo, lenta mas continuamente, reduzido. Quando não houvesse escarpa, a evolução poderia seguir um caminho diferente, com declínio do ângulo máximo. Após um certo valor de denudação, ultrapassar-se-ia um certo limiar (*threshold*) que faria com a isostasia colocasse em ação movimentos compensatórios de soerguimento, reiniciando-se o ciclo e gerando-se novas superfícies de aplainamento, em cotas inferiores às do ciclo anterior.

Na África, King estabeleceu 4 superfícies de aplainamento: Gondwana, pos-Gondwana, Africana e das Quedas do Congo e Vitória. No Brasil, onde esteve em 1955, King concluiu que o “segredo da compreensão da geomorfologia brasileira reside na concepção de um desenvolvimento ordenado de ciclos de erosão” (King, 1956 p 5) e reduz toda a geomorfologia brasileira a 5 grandes aplainamentos processados em clima semiárido: as Superfícies post-Gondwana (Cretáceo Superior), Gondwana (Cretáceo Inferior), Sulamericana (Terciário Inferior), Velhas (Terciário Superior) e Paraguaçu (Pleistoceno). Segundo King

(1956 p 10), “A paisagem brasileira, na extensa região estudada, mostra (...) que evoluiu e evolui, pela regressão de escarpas e pedimentação, uma conclusão em concordância satisfatória com observações realizadas em outras regiões do globo terrestre [e] que sob todos os aspectos [ela] segue de perto os princípios estabelecidos como ‘*Cânones da evolução das paisagens*’” (King, 1956 p 13).

King apresentou uma tese bastante polêmica, que se opõe, aos ditames da geomorfologia climática: “Nossa tese é de que os controles físicos básicos da escultura dos terrenos são os mesmos em todos os climas desde o glacial até o extremamente desértico” (King, 1957 *in*: Young, 1978 p 37).

2.2.4 Observações gerais sobre as teorias clássicas

O sistema de Davis sofreu, desde o início, fortes críticas, voltadas, principalmente para dois condicionamentos assumidos:

- a não contemporaneidade entre elevação da massa de terra e ação erosiva;
- a necessidade de estabilização do soerguimento para que se desenvolvam os processos erosivos.

Isto porque é fato notório que muitas regiões permanecem em processo de soerguimento por longo tempo, concomitantemente com a atuação de processos erosivos. Na realidade, durante esse tempo, todas as combinações em termos de predominância das taxas relativas de soerguimento e erosão são, teoricamente, possíveis. Alguns princípios fundamentais do seu sistema - como as noções de “ciclo de erosão” e de equilíbrio “*graded*” - entretanto, continuam válidos, embora ambos devam ser considerados como uma tendência ou ideal que nunca será completamente atingido, em razão da ocorrência de modificações periódicas nas condições externas do sistema e porque o processo de aplainamento, tal como previsto por Davis, seria uma curva assintótica de duração infinita.

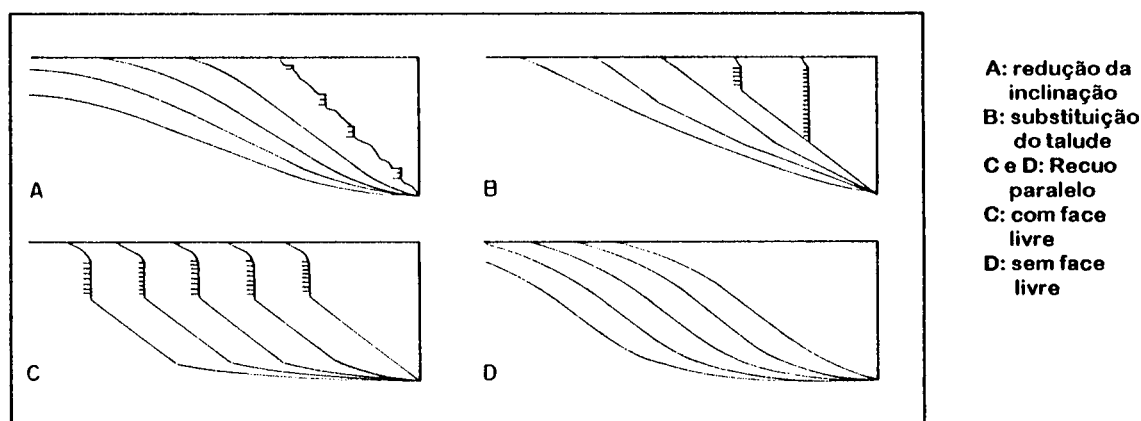
Apesar de teoricamente se adaptar, melhor à realidade, na questão erosão/soerguimento, o esquema de Penck sofreu, também críticas, uma das quais diz respeito ao fato de que a inclinação dos taludes dos vales nunca podem ser maiores do que é permitido pelas características mecânicas dos seus materiais componentes. Caso o entalhe fosse tão rápido que a inclinação resultante ultrapassasse esse valor limite, os taludes se tornariam instáveis e evoluíam, via escorregamentos, para taludes equilibrados, com inclinações compatíveis.

No que respeita à teoria de King, ainda que cálculos executados sobre os volumes de material retirado, necessário ao desencadeamento do “gatilho” isostático tenham, segundo Carson e Kirkby (1975 p 20) apresentado uma certa coerência, com as observações de campo, pelo menos no que respeita às superfícies superiores no oeste da África, há problemas quanto à admissão de que esses ciclos de elevação rápida e intermitente das terras, sejam um fenômeno constantemente repetido.

A Fig. 1, a seguir apresentada, retirada de Young (1978 p 39), caracteriza os esquemas de evolução de vertentes propostos pelas três teorias acima sumarizadas.

Por outro lado, segundo ainda Carson e Kirkby (1975 p 23) os valores de soerguimento das regiões orogênicas modernas apresentam valores médios da ordem de 7,5 m por mil anos, comparáveis às medidas de soerguimento das áreas deprimidas pelas camadas de gelo do Pleistoceno. Estes valores são significativamente maiores que os obtidos em termos de denudação de áreas de fortes relevos - 0,6 - 1m por mil anos - o que significa que para efeitos práticos, apesar de sua simplicidade, o esquema de Davis se ajusta muito melhor aos fatos observados do que o de Penck.

Figura 1: ESQUEMA DE EVOLUÇÃO DE VERTENTES



Fonte: Young (1978, p. 39) - tradução livre do autor

2.3. A VISÃO “CLIMÁTICA”

A geomorfologia “climática” representou, até certo ponto, uma reação aos esquemas clássicos de evolução de vertentes, buscando ressaltar a importância do clima na ação dos processos morfogenéticos. Outrossim, embora reconheça que os grandes domínios morfogenéticos coincidem, em grandes traços, com elementos climáticos, Tricart e Cailleux (1965 p 150) esclarecem que “a geomorfologia climática não é um simples decalque do clima”.

Dois grandes tipos de sistemas morfogenéticos são reconhecidos: os sistemas com predominância de fenômenos físicos e aqueles com predominância de ações biológicas. As zonas morfoclimáticas com predominância física são as que correspondem a “regiões frias ou áridas, ao nível do mar ou em altitudes, com cobertura vegetal escassa” (Tricart e Cailleux, 1965 p 150). Nessas regiões há uma ação direta do clima sobre o modelado do relevo. As baixas temperaturas e ou a falta de água dificultam o intemperismo químico e o desenvolvimento da vida e, como consequência, as ações bioquímicas. Os solos resultantes são pouco profundos, lentamente elaborados e possuem pequena ação como anteparo. Os limites dessas zonas são comandados por um complexo ecológico: o clima em grandes linhas e, no detalhe, a natureza dos solos e os relictos paleogeográficos. Os processos modeladores do relevo são dependentes de um conjunto de fatores, entre os quais um costuma ser predominante: em zonas periglaciais, a gelificação, em zonas polares, as geleiras e, em zonas desérticas, as variações de temperatura e as enxurradas.

As zonas morfoclimáticas com predominância biológica e pedológica são caracterizadas pela “presença de solos com influência orgânica, cuja geração resulta de uma profunda modificação da rocha-mãe” (Tricart e Cailleux, 1965 p 152). Nessas regiões há um evidente predomínio dos processos intempéricos de natureza química e bioquímica sobre os físicos. O rebaixamento das encostas é feito em grande parte pela dissolução de materiais, mais do que pela erosão. Os processos mecânicos, como a erosão das encostas pela água e o rastejo são pouco eficientes; o ravinamento dos terrenos e o tombamento das árvores, juntamente com os escorregamentos de encostas, são muitas vezes os mais ativos dos processos de esculturação delas.

As regiões tipicamente representativas desse domínio são as zonas quentes, que se distribuem na faixa intertropical, embora nem toda essa faixa possa ser considerada como

pertencente a essa zona morfoclimática. Por outro lado, processos típicos dessa zona podem ocorrer fora dessa faixa. O elemento definidor é, obviamente, a temperatura permanentemente elevada, embora haja importantes repercussões da umidade como fator morfogenético. A temperatura faz com que a atividade bioquímica seja extremamente forte, resultando na formação de abundante matéria orgânica pelas plantas a partir dos minerais e da água dos solos, matéria essa que é fornecida ao solo sob a forma de restos vegetais e rapidamente mineralizada pela microfauna e microflora do solo, completando-se a reciclagem de água e matéria orgânica entre o solo e a atmosfera. A rápida decomposição da matéria orgânica, entretanto, não permite acúmulo de húmus e gera, por outro lado, produtos ativos na alteração do subsolo. Como resultado, segundo Tricart (1965 p 29-37), praticamente não são encontrados afloramentos de rocha sob as florestas e raramente, nas savanas. Contrastando, ocorrem, como feições singulares, morrotes rochosos quase sem vegetação (pães-de-açúcar, *inselbergs*), recobertos localmente por formas como lapiez, caneluras e “panelas” (*vasques*) ou cicatrizes de escamações. Segundo, ainda, Tricart (1965 p 38-39), o primeiro desses grupos de formas se opõe ao segundo em razão de que no primeiro caso a esculturação é lenta e progressiva e no segundo, catastrófica, embora todas tenham, em última análise, a mesma origem: fenômenos de corrosão dos feldspatos e geração de montmorillonita, no primeiro caso, pela presecção de líquens sobre a superfície da rocha e no segundo, pela migração de água ao longo das diaclases curvas.

A temperatura, no interior dos solos, é mais elevada que a média ambiente anual, em razão da absorção das radiações solares e da decomposição da matéria orgânica. Sob floresta há um elevado teor de CO₂ dissolvido além de ácidos húmicos, que produzem baixos valores de pH. Estes, aliados à presença constante de água, provocam uma lixiviação dos elementos alcalinos e alcalino terrosos (Na, K, Mg e Ca), elevando por pouco tempo o pH e gerando montmorillonita, que é rapidamente transformada em caulinita. Essa ação da água é facilitada quando ela permanece em contato constante com a rocha pela “ação de compressa” dos alteritos argilosos. A penetração se faz de modo lento, na própria massa da rocha e, de forma rápida, através das fendas e diaclases. Durante a fase inicial, em que o pH é elevado, o Fe retirado dos minerais ferromagnesianos entra em suspensão coloidal e é depositado ao redor desses mesmos minerais. Logo após, entretanto, com a redução do pH e em condições redutoras (nível freático elevado), o ferro é evacuado concentrando-se a seguir no sopé das escarpas, sob a forma de concreções lateríticas. A sílica permanece “*in situ*”, recombina-se

com a alumina e gerando, diretamente, caulinita em condições de forte acidez. Em condições de acidez não muito elevada, pode haver exportação de sílica e precipitação de alumina sob a forma de gibbsita.

Em região de savanas, com menos matéria orgânica e secagem sazonal, há migração de Fe na época das chuvas e oxidação e precipitação na seca, seguindo-se evaporação capilar e precipitação, que, quando levada a um clímax, resulta na geração de couraças.

Nas regiões de florestas tropicais, a ação mecânica principal é constituída pelos **escorregamentos** e rebaixamentos de vertentes, provocados pela retirada de materiais em solução, quedas de árvores e solapamento das margens dos rios. A caulinitização resulta na acumulação de grandes espessuras de alteritos argilosos que favorecem a continuidade do processo de alteração e modificam completamente o comportamento geomórfico de rochas como granitos e gnaisses. No detalhe, a espessura destes últimos é uma função da umidade, da natureza da rocha e do vigor da dissecação. Em condições de alto teor de umidade, a hidrólise é muito forte: a água penetra na rocha através das microfissuras e do contatos intercristalinos, bem como dos macroporos e macrosfissuras. Toda a rocha é atacada, mas a uma velocidade que varia com a sua natureza e o nível de “defeitos” apresentados por ela. Em condições mais secas, a velocidade de alteração é diminuída e o ataque se faz mais ao longo de fendas e diaclases. Do mesmo modo, a topografia tem importância: em condições de forte energia de relevo, a água migra rapidamente ao longo de fendas e diaclases isolando matacões, mas alterando pouco a massa da rocha. “Em regiões de vertentes muito íngremes, superiores a 30-45°, sob floresta, **os alteritos se tornam instáveis e podem ser brutalmente afetados por escorregamentos**”(Tricart, 1965 p 52).

Segundo o mesmo Tricart (1965 p 62) nas regiões subtropicais florestadas, como as do Brasil Atlântico, os processos e as formas não diferem das zonas tropicais a não ser em pequenas nuances. Assim, na região de Porto Alegre, a 30° S, o perfil de alteração, ainda que mais delgado, é semelhante ao do Rio de Janeiro, que se situa na zona intertropical, e o perfil de dissecação deste último local é em tudo similar ao de Santos, situado a Sul do Capricórnio.

Bigarella *et al* (1965 p 107), ressaltam a importância das **mudanças climáticas** na morfogênese dos terrenos: “(...) em oposição às idéias de muitos pesquisadores, consideramos o clima como fator primordial na evolução das vertentes” e ponderam que “apesar de os processos morfogenéticos obedecerem a leis físicas específicas”, como o considerava King, eles “têm sua intensidade e eficiência subordinada às condições climáticas” e, dessa forma, “a

morfologia das vertentes tenderá a espelhar intensamente as variações climáticas. Suas idéias são sintetizadas na frase: “o mecanismo da evolução das vertentes consiste essencialmente em uma sutil interação entre profundas mudanças climáticas, variações dos níveis de base locais e deslocamentos crustais” (Bigarella *et al*, 1965 p 86). Partindo da concepção de que em períodos úmidos, há formação de um espesso manto de regolito e desenvolvimento de coberturas florestais densas e, em períodos secos, uma tendência para denudação das encostas, concluem que o período de transição climática é de extrema importância para a morfogênese. A partir da regressão da floresta na transição para os períodos secos, haveria uma retirada do regolito por processos de escoamento superficial e movimentos de massa e uma acumulação desses detritos em regiões baixas e, na transição de seco para úmido, uma tendência ao reentalhamento dos depósitos de “*bajada*”.

Com base nessas premissas, Bigarella *et al* (1965 p 104-107) propuseram um esquema de evolução de encostas que se aplicaria às vertentes cristalinas do Brasil Sudeste e Meridional e que se constitui de múltiplas fases. O processo se iniciaria por um aplainamento intermontano, processado em clima semi-árido, seguindo-se reafeição dessa superfície por abaixamento do nível-base de erosão provocado por variações climáticas em direção ao úmido, numa primeira fase. Após essa fase, seguir-se-ia uma dissecação generalizada do aplainamento em condições úmidas e um alargamento, aluvionamento e colúviação dos vales, acelerado por flutuações climáticas na direção do seco, dentro da época úmida e, após, degradação lateral e formação de uma superfície pedimentar dentro da época semi-árida. Finalmente, numa terceira fase, haveria um reafeição do pedimento por ligeiro rebaixamento do nível base local, em consequência de pequenas flutuações para o úmido, dentro da época semi-árida, seguindo-se dissecação generalizada da topografia por nova época úmida e alargamento e entulhamento dos vales devidos a flutuações para condições secas.

Segundo Bigarella *et al* (1965 p 97), **nos períodos úmidos, os movimentos de massa tornam-se efetivos nos locais de alta pluviosidade e declividade íngreme.**

2.4. A TENDÊNCIA “MODERNA”.

Carson e Kirkby (1975 p 377) destacam, como uma “questão estabelecida” em termos de morfologia e processos de encostas, alguns pontos que representariam, uma “aproximação atual” à questão.

A maioria, se não a totalidade das encostas, possui a porção superior convexa e é separada do talvegue por um elemento côncavo raso; essas duas porções são produtos de processos essencialmente limitados pelo transporte: a porção superior resulta de uma combinação de intemperismo, rastejo e erosão pluvial e a porção basal, aparentemente, do recuo (não necessariamente sem mudança de ângulo) das paredes do vale, causado por erosão superficial e dissolução, podendo, entretanto, ser parcial ou totalmente uma feição deposicional.

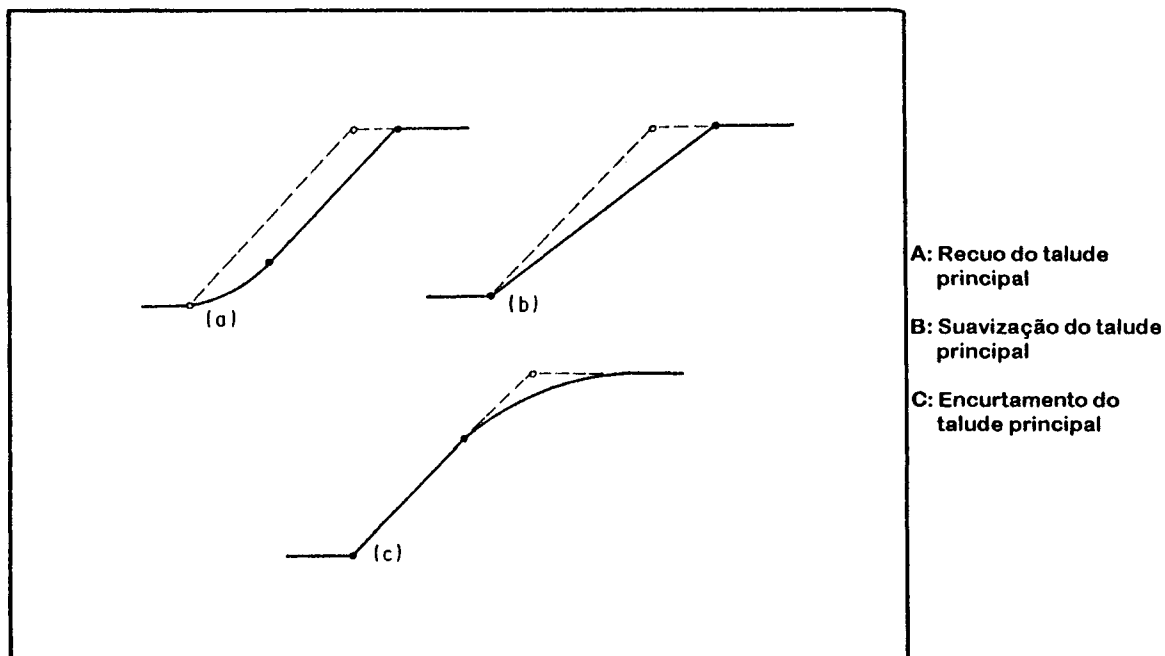
A porção central do perfil da encosta (talude principal) é um reflexo de processos limitados pelo intemperismo, particularmente, **movimentos de massa**, mas também, de erosão superficial, em regiões semi-áridas. Segundo Carson e Kirkby (1975 p 377), o “talude principal” regula todo o comportamento da encosta. No caso mais simples, o talude principal é uma unidade singular que pode comportar-se de três maneiras: recuar, reduzir seu ângulo ou encurtar (Fig 2). O processo de recuo fornece o mecanismo para a geração da concavidade basal; o encurtamento é devido ao alongamento da convexidade superior. A redução de ângulo, sozinha, nunca pode gerar a concavidade da base ou a convexidade do topo. Em muitos casos, o talude principal é composto por segmentos distintos, resultantes de diferenças litológicas ou de instabilizações sucessivas, que produzem a substituição gradual do talude mais íngreme por outro mais suave.

Para se entender o desenvolvimento de um perfil complexo, não basta saber se o perfil principal recua como um todo, mas é preciso entender o seu ajustamento interno. Como ele é na verdade uma sucessão de segmentos de taludes que recuam, é importante conhecerem-se as velocidades relativas desses recuos. Quando não há diferenças de velocidade, não há modificações de forma, e o talude pode ser tratado como simples. Se, entretanto, a porção superior mais íngreme recuar mais rapidamente que a inferior, haverá uma modificação da forma e desaparecimento gradual da porção mais íngreme.

A partir do acima exposto, Carson e Kirkby (1975 p 378) concluem que a evolução de qualquer talude pode ser estudada a partir de três pontos:

- a forma do talude principal, isto é, se ela é simples ou complexa;
- a alteração da geometria do talude principal, isto é a verificação da ocorrência ou não de substituição de taludes;
- o comportamento geral do talude principal, isto é, se ele recua, declina, encurta ou combina mais de uma dessas modificações;.

Figura 2: TRÊS MANEIRAS DE COMPORTAMENTO DO TALUDE



Fonte: Carson & Kirby (1975, p. 378), tradução livre do autor

Segundo Carson e Kirkby (1975 p 383), a feição importante dos perfis de encostas é sua forma e ajustamento interno de sua geometria, que são, segundo eles, “uma função da seqüência de instabilidades, que dependem de uma complexa **interação entre o clima e a mecânica dos solos**”, ou seja, entre o clima e as propriedades mecânicas dos materiais de que são compostas as encostas. Embora considerem, esses autores, que as diretrizes gerais do comportamento dos taludes sejam semelhantes em qualquer condição climática, como o argumentava King, “a importância relativa do recuo e do encurtamento (...) bem como do recuo e da substituição (...) dependem muito das condições climáticas” (Carson e Kirkby, 1975 p 384).

Assim sendo, a tendência moderna do estudo das encostas não pode prescindir dos conhecimentos e metodologias desenvolvidos pelas ciências de engenharia, a par dos elementos da geomorfologia tradicional.

Por outro lado, dada a complexidade do assunto, o enfoque moderno tende para considerar as encostas como um sistema aberto que mantém um equilíbrio dinâmico, isto é, responde às variações externas através de um mecanismo de retroalimentação, buscando a condição de mínima entropia. Os modelos desenvolvidos são, predominantemente, do tipo processo-resposta que, ao nível de processos, buscam relacionar as forças que tendem a transportar materiais com as resistências que se opõem ao movimento e a nível de formas, ligar as variações espaciais nas taxas de transporte às sequências de desenvolvimento de perfis.

3. MATERIAL E MÉTODOS

A metodologia de trabalho utilizada pelo autor confunde-se em muitos aspectos, com as metodologias classicamente utilizadas pela Geologia de Engenharia, isto é:

- a) observação dos eventos naturais (ou provocados, mas que envolvam materiais e ou processos e ou meio ambiente naturais);
- b) determinação das condicionantes e contornos dos eventos observados;
- c) consulta à bibliografia existente em todas as áreas afins ;
- d) tentativa de modelização dos eventos observados;
- e) tentativa de predição do desenvolvimento e resultados de eventos similares, pela aplicação do modelo desenvolvido;
- f) correção do modelo a partir da comparação entre resultados previstos e observados.

As observações, como foi antes referido, foram executadas durante a vida profissional do autor nas áreas de Geologia de Engenharia e de Geologia Ambiental. Durante esse período, teve o autor ocasião de trabalhar, especialmente em projetos rodoviários, ferroviários, portuários e aeroportuários, praticamente em todo o Brasil, com algumas incursões no Paraguai, Uruguai e Argentina, além de Estudos e Relatórios de Impacto Ambiental de rodovias, indústrias e aproveitamentos hidrelétricos no sul do Brasil. Tendo-se em vista que esses projetos todos se situaram em áreas geológica e pedologicamente bastante diversas, embora sempre na faixa climática tropical e subtropical, entende-se que as observações e as conclusões obtidas têm um caráter bastante amplo, e não uma aplicação restrita a uma pequena área geográfica.

A consulta bibliográfica efetuada para os estudos, embora não tão ampla como inicialmente “pretendido”, buscou cobrir os principais trabalhos em nível nacional e internacional, nos campos da geomorfologia, mecânica dos solos e das rochas e pedologia, no que compete ao assunto em tela. Dois “grupos” de documentações bibliograficas foram consultados:

- informações de caráter básico geral sobre as questões relacionadas a encostas, nas áreas de geomorfologia, pedologia, mecânica dos solos e das rochas;

- informações de caráter específico sobre movimentos de talude ocorridos no Brasil, ou a eles relacionados, tal como reportado em todas essas áreas de conhecimento científico.

O nível de apreciação crítica conferido a cada um desses grupos, foi diferente: o primeiro grupo é apresentado e discutido sumariamente, no capítulo 2 e no item 4.1, enquanto que o segundo é discutido, com maior detalhe, no item 4.2.

O modelo de evolução desenvolvido apresenta as seguintes condicionantes e limitações:

- a) não cobre a evolução das encostas permanente ou usualmente submersas, tais como as da plataforma continental, e da porção inferior de vales de rios e lagos;
- a) cobre a evolução das chamadas encostas recobertas por regolitos (*regolith-covered slopes*) estando fora a evolução inicial das encostas rochosas (*free face with scree accumulation at the base*), tal como definidas por Young (1978 p 7 e 188), embora algumas observações sobre esse estágio da evolução sejam feitas no trabalho;
- b) não cobre, também, a evolução das encostas, quando há ocorrência de "couraças", caso em que o regolito é recoberto por uma camada dura, retornando a um comportamento semelhante ao das rochas;
- c) do mesmo modo, foge a este modelo a escultura de terrenos em determinados tipos de rocha que apresentam resistência excepcional à ação do intemperismo químico, como alguns quartzitos e arenitos bem litificados;
- d) foi desenvolvido para regiões de climas tropicais e subtropicais do tipo "C" de Wladimir Koeppen (úmidos mesotérmicos), com precipitações pluviométricas entre 1250 e 2250 mm anuais (Sul e Sudeste do Brasil) o que não significa, entretanto, que não se aplique, com as devidas adaptações, a regiões climáticas dos tipos "A" (úmidos tropicais), ou "D" (úmidos microtérmicos). No primeiro desses grupos, tendo-se em vista que "os processos e as formas não diferem", segundo Tricart (1965 p 62), "mais do que em nuances" do grupo considerado e no último porque - ainda que o regolito seja usualmente tão delgado (1-2 m) que, no dizer de Young (1978 p 197), "não é mais espesso que o risco do lápis que representa o perfil da encosta" - a ocorrência de deslizamentos não é fato incomum, propiciada que é pela grande instabilidade de pequenas espessuras de solo sobre vertentes rochosas muito inclinadas, tendo-se em vista que a aderência solo/rocha é menor que a resistência do próprio solo (Kanji, 1972 p 5.14).
- e) embora tenha sido desenvolvido para "encostas de degradação", utiliza os mesmos critérios de estabilidade que regem a evolução das "encostas de aggradação", tais como os "*fronts*" das

dunas de areia e os “cones-de-dejectos”, e que podem também ser utilizados, como mecanismo alternativo, para explicar a manutenção da forma côncava das vertentes, em climas áridos.

O escopo a que se propõe o presente trabalho inclui uma abordagem global do assunto “evolução e estabilidade de encostas” e um detalhamento dos processos que levam aos “movimentos coletivos rápidos dos solos”, como elementos integrantes fundamentais dessa evolução.

A seqüência de passos percorridos no trabalho é resumida abaixo:

- a) a compreensão de como evoluem as encostas naturais em climas tropicais e subtropicais úmidos;
- b) a elaboração de um modelo de evolução que se ajuste o mais possível aos fatos observados;
- c) a abertura de uma “janela”, no que respeita aos movimentos coletivos de solo em geral, buscando-se o estabelecimento de um modelo que se ajuste aos aspectos morfológicos, processuais e causais, observados e ou inferidos e ou deduzidos;
- d) a tentativa de utilização prática desse modelo, a duas dimensões nos moldes atualmente utilizados pela Mecânica dos Solos;
- e) o lançamento, pelo menos a nível conceitual e morfológico, de um modelo a três dimensões, dos movimentos coletivos, rápidos, dos solos;
- f) o estabelecimento de metodologias e procedimentos que permitam a utilização desse modelo para previsões, o mais possível quantitativas, do grau de “estabilidade” das encostas com emprego em campos como o da cartografia geotécnica, da ocupação humana e da engenharia civil;
- g) a generalização do modelo desenvolvido como foi visto, para a realidade complexa das encostas naturais, com vistas à sua utilização para realidades mais simples, como as dos taludes artificiais, ao contrário do caminho percorrido até a presente data pela Mecânica dos Solos;
- h) a discussão das implicações desse modelo tridimensional em teorias clássicas como as dos “empuxos de terra” de Coulomb (1773) e Rankine (1856) e, conseqüentemente, dos critérios de cálculo de obras de contenção;
- i) a discussão das implicações desse modelo nas estimativas bidimensionais de estabilidade de taludes não retilíneos.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 A EVOLUÇÃO DAS ENCOSTAS TROPICAIS E SUBTROPICAIS

4.1.1 introdução

A curto termo, uma encosta pode ser caracterizada como estável ou instável, e seu equilíbrio pode ser estimado “aos limites”, utilizando-se um cômputo de forças ativas e resistentes, distribuídas ao longo de superfícies potenciais de ruptura, nos moldes como é feito pela Mecânica dos Solos e das Rochas, mas a longo prazo não existem encostas “estáveis”, de vez que elas evoluem continuamente, e os equilíbrios são sempre dinâmicos, como postula a Geomorfologia. “Pode-se afirmar que, em função do tempo, todos os taludes tendem à rotura” (Freire, 1965 p 18).

Desde os primórdios, a geomorfologia desenvolveu a noção de “evolução”, antes que a de “equilíbrio”, ao contrário das ciências de engenharia, e dois conceitos se impuseram, no que respeita aos tipos de encostas:

- encostas cuja evolução é **limitada pelo intemperismo**, isto é, aquelas em que a capacidade de remoção do material “gerado” pelo intemperismo é maior do que a deste último em sua criação, resultando, na condição limite, em encostas sem regolito;
- encostas cuja evolução é **limitada pelo transporte**, isto é, aquelas em que a capacidade dos agentes transportadores na retirada do material “gerado” pelo intemperismo é menor do que a deste último em sua geração, resultando em encostas com grandes espessuras de solo e regolito.

Para explicar o fato de que não há uma transformação total das rochas em material incoerente – que seria a situação-limite nesta última condição – é admitido que, à medida que o solo se espessa, o intemperismo perde progressivamente sua capacidade de transformação, tornando-se sua espessura, como consequência, praticamente constante.

Na realidade, nada prova que esta seja a razão da limitação das espessuras de regolito, mas este tipo de linha de pensamento tem-se mantido, por três motivos:

1. a preferência pelos mecanismos de ação lenta, como a erosão e o “*creep*” como dominantes na evolução das encostas, em oposição aos mecanismos ditos catastróficos, como os movimentos coletivos rápidos de solo, tipo escorregamento, em acórdância com a “moda” no pensamento geológico, que durante muito tempo deu vitória ao “uniformitarismo” em seu sentido lato, em oposição ao “catastrofismo”. Apenas a partir de meados deste século, os geomorfologistas passaram a dar importância a esses últimos mecanismos na evolução do relevo;
2. o fato de que apenas nos últimos tempos as regiões tropicais e subtropicais têm sido estudadas sob o ponto de vista geomorfológico, mas ainda assim de maneira incipiente, e as mais das vezes, por técnicos oriundos ou formados nas escolas de países com climas temperados e frios e que utilizam raciocínios desenvolvidos a partir de observações efetuadas para aquelas condições climáticas;
3. o fato de que de modo geral a geomorfologia se tem preocupado com o arcabouço geológico-pedológico dos terrenos de modo global e com a ação do clima sobre eles e, apenas nos últimos tempos e por alguns poucos autores, tem seguido uma linha de trabalho que leva em consideração as propriedades mecânicas dos materiais que constituem as encostas.

A verdade é que, nas regiões de climas tropicais e subtropicais úmidos, mesmo em condições topograficamente acidentadas como, por exemplo, as da Serra do Mar ou da Mantiqueira, podem gerar-se e ser mantidas grandes espessuras de regolito, mercê da presença de coberturas vegetais densas e de grande porte que, de um lado, auxiliam no processo de intemperismo profundo das rochas e, de outro, protegem o material intemperizado da erosão superficial permitindo a sua acumulação. Ao mesmo tempo, as raízes da floresta “estruturam” o solo, dando-lhe maior unidade e aumentando-lhe a resistência ao cisalhamento, especialmente em termos de resistência à tração, do mesmo modo como age a armadura metálica no concreto.

A capacidade de acumulação de regolito, entretanto, não é infinita, mesmo contando com a cobertura florestal, pois a um determinado nível o “pacote” se torna instável e busca o reequilíbrio através de movimentos coletivos rápidos, conforme pode ser constatado no histórico permanente desse tipo de eventos, em toda a zona tropical e subtropical. Por outro lado, a ocorrência desses eventos de instabilização provoca uma modificação, parcial ou total, na forma das vertentes, que de convexas passam a côncavas, contrariando as clássicas

concepções da geomorfologia segundo as quais, vertentes convexas são características de climas úmidas e vertentes côncavas, de climas áridos.

Assim sendo, e como as encostas são entidades dinâmicas naturais, com histórico, características e propriedades que lhes são inerentes e independentes dos enfoques particulares de qualquer ramo da ciência, há necessidade de que todo esse conjunto de observações e conhecimentos, venha a constituir um todo coerente. Como no presente caso tal não ocorre, e como a CIÊNCIA é uma só, há necessidade de rever-se as verdades parciais de cada um dos seus ramos envolvidos. É o que se pretende na presente dissertação.

4.1.2. Os processos que atuam sobre as encostas

4.1.2.1 Intemperismo e transporte

Os conjuntos de minerais que constituem as rochas, são os registros das condições de equilíbrio encontradas pelos diferentes conjuntos de elementos químicos, presentes na crosta terrestre, em face das diferentes condições ambientais. Esses conjuntos, ao serem colocados em contato com a atmosfera, evoluem em busca de uma nova condição de equilíbrio. Essa evolução é efetuada através de conjuntos de processos a que chamamos **intemperismo e transporte**. Alguns dos processos que compõem o intemperismo não provocam nenhuma modificação essencial no conteúdo de minerais da rocha: são os **processos físicos** ou mecânicos do intemperismo. Um outro conjunto de processos provoca a alteração desses minerais: são os **processos químicos** (e **bioquímicos**) do intemperismo. O processo de alteração dos minerais inclui, muitas vezes, a liberação e a retirada de determinados elementos ou radicais que são transportados em solução e redepositados no interior do próprio material em alteração, ou levados para longe. Essa retirada de elementos, radicais ou minerais implica uma redução de volumes que, em alguns casos, especialmente nas regiões tropicais, “ pode chegar a 50% do volume da rocha” (Garner, 1974 p 179) e “pode exceder [em efetividade] a todos os outros processos juntos” (Carson & Kirkby, 1975 p 237-238). Muitas vezes, concomitantemente com a destruição de minerais e liberação de elementos, há uma reconstituição “in situ” de estruturas cristalinas, dando origem a novos minerais, como argilas e óxidos diversos. A desagregação e a alteração das rochas permitem, por outro lado, que as

partículas liberadas sejam carreadas por agentes como as águas superficiais e os ventos. Todos esses processos levam a modificações nos volumes envolvidos de material e consequentemente no aspecto externo da superfície dos terrenos. Qualquer separação dos campos de atuação desses processos é, na realidade, arbitrária, pois os processos físicos e os químicos do intemperismo atuam concomitantemente e auxiliam-se mutuamente no processo de transformação, do mesmo modo como o transporte é parte integrante até certo ponto do mesmo fenômeno. Do ponto de vista didático, entretanto, é interessante reunirem-se os processos que atuam no modelado das encostas em dois grandes conjuntos:

- o **intemperismo** que transforma os corpos rochosos de um material consistente, coerente e compacto em um manto particulado, inconsistente e friável, o “regolito”, na porção superficial do qual é gerado o solo pelos processos pedogenéticos;
- o **transporte** superficial do material incoerente que inclui processos como a erosão superficial, o rastejo (creep) e os movimentos coletivos, rápidos, dos solos. O transporte inclui ainda a retirada de materiais em solução, que pode ser superficial ou subsuperficial.

4.1.2.2. Fatores intervenientes

O modo como uma rocha se intemperiza é função do clima, mas principalmente da natureza dessa própria rocha e do nível de “defeitos” que ela apresenta, em escala microscópica e macroscópica. Entre esses “defeitos”, parece de maior importância o grau de fraturamento: rochas bastante fraturadas transformam-se inicialmente em um “manto” solto de fragmentos, que vão sendo progressivamente reduzidos até atingirem o tamanho e a natureza de minerais constituintes dos solos, sejam eles os que já se encontravam na rocha-mãe, como é o caso do quartzo, sejam de neoformação, como é usualmente o caso das argilas. Rochas pouco fraturadas não passam pelo estágio de geração de um “manto de *debris*”, mas são transformadas diretamente em regolito, com diâmetro e natureza compatíveis com o solo. A natureza da rocha é importante porque, da presença ou ausência nela de minerais resistentes como o quartzo, vai depender a presença desses minerais no regolito e no solo gerado; do mesmo modo, que as composições química e mineralógica da rocha-mãe nortearão até certo ponto as do regolito e do solo gerado.

O clima tem maior importância na velocidade do processo e no balanço de atuação entre os fatores físicos e os químicos do intemperismo: climas quentes e úmidos são propícios ao

predomínio dos processos químicos, enquanto climas frios e secos favorecem os físicos; em climas quentes e úmidos, o processo de alteração é mais rápido que em climas frios e secos; em climas quentes e úmidos os processos de solubilização de certos elementos é também muito mais forte do que em climas frios e secos. Como consequência, os produtos finais do intemperismo refletirão não só a natureza da rocha-mãe, como também o clima em que esta foi intemperizada.

4.1.2.3 A água e os processos químicos

Em regiões de climas tropicais úmidos, a água constitui-se, talvez, no mais importante dos agentes intempéricos, mormente quando auxiliada, como é o caso, pela alta temperatura e, mais ainda, quando sua movimentação no interior da crosta é facilitada por condicionamentos físicos das rochas, que as tornam porosas e ou permeáveis, tais como espaços vazios intergranulares, descontinuidades de camadas, fissuras e fraturas. Em sua movimentação, a água provoca inúmeras reações químicas, tais como dissoluções, hidratações, hidrólises, substituições, carbonatações, oxidações e reduções.

“As **dissoluções** são o ponto de início usual do intemperismo químico. Elas preparam as estruturas e as superfícies dos cristais para outras reações” (Garner, 1974 p 185). Não há, a rigor, minerais insolúveis, embora variem a taxa, a velocidade e as condições em que cada um se solubiliza. O carbonato de cálcio necessita de que haja gás carbônico dissolvido na água para formar o bicarbonato solúvel, numa reação chamada **carbonatação**. “Mesmo o quartzo, considerado um resistato, é lentamente dissolvido e, se submetido à ação de águas levemente alcalinas, sua solubilidade alcança muitos ppb, especialmente em altas temperaturas” (Garner, 1974.p 185). Ao solubilizar elementos presentes em minerais, as águas desequilibram as estruturas e desbalanceiam as cargas, facilitando a ocorrência de outros tipos de reações. A presença de valências livres nas bordas dos cristais atrai moléculas de água, que são dipolares, provocando **hidratações**. Moléculas de água dissociadas têm seus íons hidrogênio e ou hidroxilas atraídos, respectivamente, por íons oxigênio ou cátions diversos, gerando-se reações de **hidrólise**. Tal é o caso, por exemplo, da alteração dos feldspatos, cujos produtos de transformação podem ser alternativamente montmorillonita, illita ou caulinita, na dependência do grau de lixiviação das bases liberadas durante o processo, podendo, em casos extremos, chegar à gibbsita. A biotita, em presença de água, se hidrata, transformando-se em hidrobiotita,

vermiculita, clorita, e finalmente, caulinita. A dissociação da água, por outro lado, libera íons oxigênio que, mercê de seu pequeno raio iônico e alta energia, são ativos na **substituição** de outros elementos, nas estruturas cristalinas, ao mesmo tempo em que criam reação ácida (baixo pH), nos solos. “Tem sido sugerido que nos trópicos úmidos, a água, nos capilares do solo, se apresenta dissociada e atua como um ácido” (Garner, 1974.p 187). Segundo Garner (1974, p. 187), a acidez é também ajudada pelas raízes das plantas, sendo as das mais primitivas, como os líquens, as mais ativas na destruição das rochas, em razão de possuírem o mais elevado nível de íons H^+ . Segundo o mesmo autor, a presença de íons orgânicos favorece a transformação de caulinita em gibbsita. **Oxidações** ocorrem em solos bem drenados e aerados, enquanto que **reduções**, ao contrário, ocorrem em condições anaeróbicas, isto é, abaixo do nível d’água.

Segundo Mohr e Van Baren (1959 in Garner, 1974 p 188), em regiões tropicais os sais solúveis de Ca, K e Na são os primeiros a serem lixiviados. O FeO é oxidado a Fe_2O_3 , e o MnO a MnO_2 . Quando a drenagem for boa, é gerada caulinita, quando não, montmorillonita. A remoção das bases resulta na concentração de Al_2O_3 nos horizontes superficiais, e a sílica é precipitada próximo ao “*front*” da alteração, logo acima da rocha-mãe. Nas regiões tropicais, o produto final são as lateritas e as bauxitas, enquanto os produtos lixiviados são depositados no próprio perfil ou em outro local.

Papel importante nas regiões tropicais também é reservado, além de às plantas, a alguns animais, como as térmitas que, segundo Nye (1955) e Williams (1968) citados por Garner (1974 p 185), podem mover $0,45 m^3$ de solo por hectare por ano.

4.1.2.4 O transporte superficial pela água

Os processos que envolvem o transporte dos materiais intemperizados são basicamente de dois grupos: aqueles em que as partículas são separadas e transportadas individualmente, como é o caso dos processos erosivos e do transporte em solução, e aqueles em que as partículas são movidas em conjunto, os chamados “movimentos de massa”, como o rastejo e os escorregamentos. No primeiro caso, o agente fundamental da movimentação é a água; no segundo basicamente a gravidade, embora possa ter o auxílio eventual de outros agentes.

A erosão aquosa se inicia pela queda de uma gota de chuva sobre o solo desnudo. Ao impactá-lo, a gota transfere-lhe toda a energia de que vem dotada, criando uma pequena

cratera e projetando partículas de solo em todas as direções. Ao atingir uma superfície inclinada, a força do impacto se torna assimétrica e cria um sentido nítido de movimento: para baixo. Este processo é conhecido como “erosão pluvial” ou “*rainsplash*”. Ele é mais eficiente no início da chuva, quando não há água sobre o solo, pois, à medida que se forma sobre “ele” um lençol d’água, parte da energia é gasta criando turbulência nela, ainda que essa turbulência aumente o potencial erosivo do fluxo superficial. O impacto da chuva move partículas de até 1 cm de diâmetro, mas pode mover, indiretamente, partículas muito maiores, minando-lhes a sustentação.

À medida que a chuva prossegue, na dependência de sua intensidade e da capacidade de absorção do solo, duas coisas podem acontecer:

- se a primeira for menor que a segunda, a totalidade da água irá infiltrar-se até um horizonte menos permeável, em subsuperfície, a partir do qual tenderá a ascender, saturando progressivamente o solo de baixo para cima e, se a chuva durar o suficiente, irá aflorar e correr, em superfície, em direção aos baixos topográficos;
- se a intensidade da chuva for maior que a capacidade de absorção do solo, haverá uma rápida saturação superficial, e a água fluirá sobre a superfície, ao mesmo tempo que um “*front*” de infiltração penetrará lentamente “*per descensum*” no solo, até atingir uma camada menos permeável, comportando-se, a partir daí, do mesmo modo que no caso anterior.

No primeiro caso, há um crescimento linear da descarga com a distância, a partir dos divisores; no segundo, tal linearidade não existe, de vez que a saturação fica a cargo da maior ou menor impermeabilidade dos solos, de sua espessura e da forma das vertentes.

A movimentação da água em superfície se inicia pela coalescência das gotas que se transformam progressivamente em um lençol de água, que se move descendo a encosta (*slope wash*). Como o fluxo perfeitamente laminar só é possível em superfícies lisas e quando a velocidade é baixa e como as superfícies naturais nunca são absolutamente regulares, nos locais em que a superfície se torna rugosa ou a velocidade cresce – por acentuação do gradiente ou simples posicionamento mais a juzante –, o fluxo torna-se progressivamente turbilhonar, e a capacidade erosiva cresce. Localmente, esses turbilhões erodem canalículos que se movem lateralmente, em razão de sua baixa profundidade e do crescimento da compacidade do solo com a profundidade, rebaixando, desse modo, toda a encosta: esse processo é conhecido como “*rill wash*”. Após algum tempo, alguns desses canais,

originalmente paralelos, crescem mais do que os outros e acabam por capturar os vizinhos, mudando-se o padrão geral, que de paralelo se torna cruzado e depois dendrítico, com conseqüente aprofundamento dos canais mestres, que se tornam sulcos, ravinas e mesmo pequenos vales, podendo vir a dar origem a um novo rio, entrando-se, então, no campo dos processos de erosão fluvial. Essa passagem, segundo Dietrich *et al* (1993 p 259 e 275), corresponde a um “limiar”, “controlado pela combinação de instabilidades de taludes e erosão por fluxos superficiais, em condição de saturação do subsolo”.

A capacidade de transporte de sedimentos durante o fluxo tipo “*slope wash*”, segundo Carson & Kirkby (1975 p 35), obedece às mesmas leis que nos canais, mas com algumas diferenças importantes:

- as profundidades dos fluxos são usualmente pequenas, o que faz com que a rugosidade se torne alta, havendo, mesmo, o sobrepasso de algumas partículas acima do fluxo;
- os fluxos acontecem, usualmente, só durante as tempestades, quando os impactos das gotas o perturbam e, ao mesmo tempo, auxiliam na suspensão de materiais;
- os fluxos são efêmeros, havendo logo fixação de estruturas de canal.

Além do impacto das gotas de chuva, nesta fase, as partículas do solo são removidas por forças hidráulicas cisalhantes que atuam sobre os elementos, na superfície, pela abrasão provocada pelas partículas em suspensão e pela redução da resistência coesiva, devida à molhagem.

Nos canais, o fluxo é proporcional ao componente do peso da água, no sentido de juzante e inversamente proporcional ao atrito contra o fundo e os lados. A força de atrito é, por sua vez, ligada à velocidade, por uma relação exponencial, cujo expoente cresce à medida em que cresce a turbulência do fluxo, crescendo conjuntamente a capacidade erosiva e de transporte de materiais. As partículas sobre as quais ocorre o fluxo sofrem o efeito dinâmico das pressões desiguais, que se exercem entre suas duas extremidades – contra e no sentido da corrente – exercido pela velocidade do líquido. Sofrem também um levantamento hidrodinâmico devido à diferença de velocidade, do fluxo, que atinge seu topo e sua base, além do efeito das correntes de turbulência, que tendem a jogá-las no fluxo. Essas forças são resistidas pelo atrito entre as partículas, pelo empacotamento entre elas e pela coesão, se ainda estiverem fixas no solo. Quando no fluxo, as forças de levantamento são balanceadas pelo peso das partículas, que tende a assentá-las; ao se aproximarem do leito, novamente colidem entre si, criando-se uma nova força dispersora.

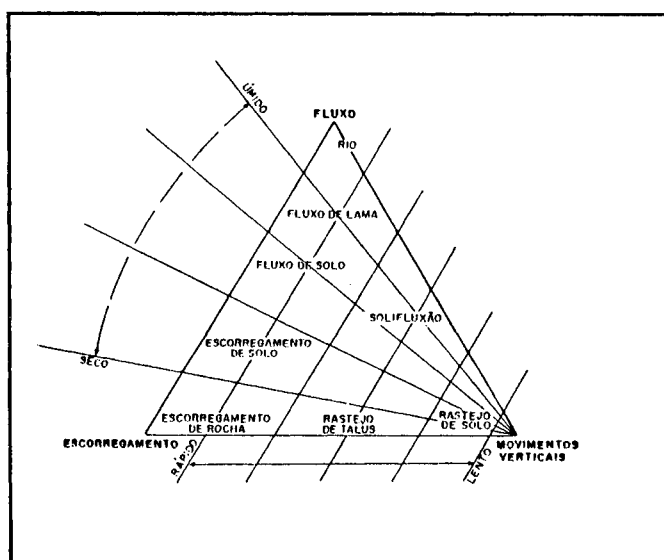
4.1.2.5 O efeito da cobertura vegetal

O efeito da cobertura vegetal se exerce sempre no sentido contrário ao da ação erosiva da água: as copas das árvores interceptam as gotas, reduzindo seu impacto; os caules das árvores, a vegetação rasteira e a cobertura de folhas mortas reduzem a velocidade do fluxo e “aprisionam” as partículas, evitando seu arranque, quer pelas gotas de chuva, quer por fluxo superficial de qualquer tipo. A presença de uma camada de “*litter*” sobre o solo cria um fluxo subsuperficial – entre a camada de restos orgânicos, mais porosa e permeável e o solo propriamente dito, menos – que reduz o superficial, causador de erosão.

4.1.2.6 O transporte pela gravidade: os movimentos de massa

Entre os movimentos de massa há três tipos básicos: os “movimentos verticais” (*heaves*), os escorregamentos (*slides*) e os fluxos (*flows*). Os “**movimentos verticais**” são devidos a processos de contração e expansão (por exemplo, por molhagem e secagem). Estes movimentos não transportam materiais diretamente, mas fornecem o mecanismo básico para outros, como o rastejo, por exemplo. Os **escorregamentos** são caracterizados por uma superfície nítida, acima da qual o solo se move como uma massa, e abaixo da qual o material permanece “*in situ*”, sem maiores perturbações. Num **fluxo** puro, não há uma superfície nítida de ruptura, mas o cisalhamento é distribuído por toda a massa.

Figura 3: ESQUEMA DOS MOVIMENTOS COLETIVOS BÁSICOS DOS SOLOS: “VERTICAIS”, ESCORREGAMENTOS E FLUXOS



Fonte: Carson & Kirkby (1975 p. 100), tradução livre do autor

Na realidade, não são comuns os movimentos “puros” de qualquer desses tipos: usualmente há uma mistura deles, com variável dose de importância relativa entre uns e outros e, ainda, uma passagem gradacional em tempo e ou espaço de uns para outros. Carson e Kirkby (1975 p 100) fornecem o esquema ilustrativo, apresentado na Fig. 3, que é bastante claro.

Diversas classificações de movimentos de taludes encontram-se disponíveis na literatura técnica. Guidicini e Niebble (1976, p 2) citam as seguintes: Baltzer (1875), Heim (1882), Penck (1894), Molitor (1894), Braun (1904), Howe (1909), Almagià (1910), Stini (1910), Terzaghi (1925), Pollack (1925), Ladd (1935) Hennes (1936), Sharpe (1938), Terzaghi (1950), Varnes (1958), Penta (1960), Freire (1965), Ter-Stepanian (1966) Skempton e Hutchinson (1969), às quais poderia ser acrescentada a de Mougin (1973). Do mesmo modo que Guidicini e Niebble (1976, p 4), o autor considera a classificação de Freire (1965 p 19) extremamente feliz e por isso a mesma é adotada na presente dissertação, na versão modificada por aqueles autores. Essa classificação reúne os movimentos de talude em três grandes grupos: escoamentos, escorregamentos e subsidências. Sob a denominação de **escoamentos** são agrupadas todas as deformações ou movimentos contínuos, com ou sem definição da superfície de ruptura. São distinguidos dois subgrupos: corridas e rastejos. Os **escorregamentos** têm caráter definido em tempo e espaço e superfície nítida de ruptura. Dois subgrupos são individualizados: escorregamentos rotacionais e translacionais. As **subsidências** podem ser contínuas ou finitas e possuem sentido vertical de movimento. Três subgrupos são estabelecidos: subsidências propriamente ditas, recalques e desabamentos.

O Quadro I, síntese dessa classificação, é apresentado a seguir, deixando-se de apresentar o Quadro II, das “providências corretivas”, tendo-se em vista a sua especificidade, que foge ao objeto da presente dissertação.

QUADRO I - ESCORREGAMENTOS E FENÔMENOS CONEXOS

TIPO	CLASSES PRINCIPAIS	MADUREZA DA SUPERFÍCIE DE ESCORREGAMENTO	INCLINAÇÃO	CARACTERÍSTICAS	MOVIMENTO	
					TIPO	VELOCIDADE E DURAÇÃO
PNEUMÁTICO	CLASSES PRINCIPAIS	MADUREZA DA SUPERFÍCIE DE ESCORREGAMENTO	INCLINAÇÃO	CARACTERÍSTICAS	TIPO	VELOCIDADE E DURAÇÃO
1. ESCOAMENTOS (Colapso, flow)	1.1 RASTEJO, REPTAÇÃO (Crawl flow, low)	1.1.1 RASTEJO DE SOLO (Soil creep)	1.1.2 RASTEJO DE DETRITOS DE TALUS (Talus creep)	1.1.3 RASTEJO DE ROCHA (Rock creep)	1.1.4 RASTEJO DE ROCHA (Rock creep)	1.1.5 RASTEJO DE ROCHA (Rock creep)
2. ESCORREGAMENTOS (Slides, flow)	2.1 ESCORREGAMENTOS ROTACIONAIS (Slump, flow)	2.1.1 ESCORREGAMENTO DE TALUDE (Slope failure)	2.1.2 ESCORREGAMENTO DE BASE (Base failure)	2.1.3 ESCORREGAMENTO DE TALUDE (Slope failure)	2.1.4 ESCORREGAMENTO DE TALUDE (Slope failure)	2.1.5 ESCORREGAMENTO DE TALUDE (Slope failure)
3. SUBSIDIÊNCIAS (In general)	3.1 SUBSIDIÊNCIAS (Propriamente ditas)	3.1.1 POR CARREAMENTO DE GRãos	3.1.2 POR DISSOLUÇÃO DE CALDAIA INTERIORES E CAVERNAS	3.1.3 POR DEFORMAÇÃO DE ESTRATOS INFRA-CLIVEL	3.1.4 POR DEFORMAÇÃO DE ESTRATOS INFRA-CLIVEL	3.1.5 POR DEFORMAÇÃO DE ESTRATOS INFRA-CLIVEL
4. DESABA-MENTOS	4.1 DESABA-MENTOS	4.1.1 POR ROTAÇÃO DE CAMADA	4.1.2 POR ROTAÇÃO DE CAMADA	4.1.3 POR ROTAÇÃO DE CAMADA	4.1.4 POR ROTAÇÃO DE CAMADA	4.1.5 POR ROTAÇÃO DE CAMADA

TIPO, CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS E MECÂNICAS, CAUSAS E PROVIDÊNCIAS CORRETIVAS

[illegible]

4.1.3. As forças interparticulares responsáveis pela estabilidade das encostas.

4.1.3.1 O comportamento das areias limpas secas

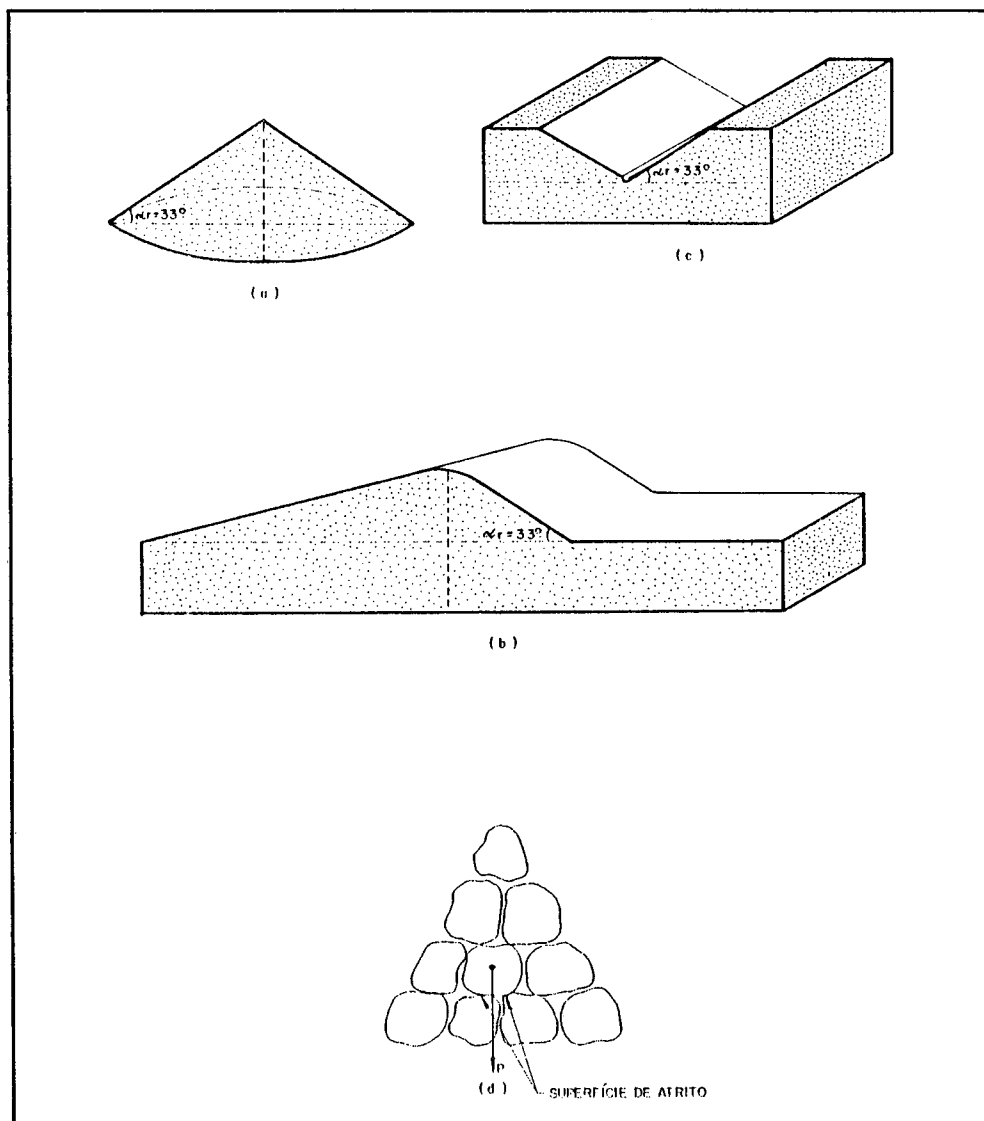
Os materiais particulados que constituem o regolito (e os solos) podem acumular-se, constituindo uma superfície superior, não plana, limitada por taludes inclinados, ao contrário dos líquidos, em razão de possuírem resistência ao cisalhamento. Ao verter-se areia seca (que pode ser considerada o constituinte mais simples de regolito), ela não se espalha como água, mas constitui um cone que, independentemente de sua altura, mantém sempre um talude, cujo ângulo é constante (Fig 4a). Esse ângulo é conhecido como “**ângulo de repouso**” e seu valor é geralmente próximo a 33° . Tal ângulo é o mesmo que adota a vertente frontal de uma duna, que se constitui no protótipo de uma vertente “de agradação” (Fig. 4b). Se for tentada a execução de um sulco no monte de areia, esta escorrerá para dentro do sulco, mantendo taludes constantes e iguais em inclinação, em ambos os lados do mesmo, independentemente das alturas; o mesmo ocorreria se uma hipotética camada de areia fosse seccionada por um rio (Fig. 4c).

Esse comportamento da areia pura, que é composta essencialmente de grãos de quartzo – que são, mineralogicamente tectossilicatos e morfologicamente razoavelmente isométricos – é explicado pela Física, a partir da teoria do atrito. As areias têm sua resistência ao cisalhamento garantida unicamente por forças dessa natureza, que se desenvolvem a partir da existência de uma pressão, devida ao peso próprio dos grãos e das características das superfícies de contato entre eles: cada grão transmite, aos que lhe estão abaixo, uma pressão proporcional ao seu peso próprio e ao dos que lhe estão acima. Esta pressão é resistida pela estrutura dos grãos e pelo atrito que se desenvolve nas interfaces (Fig. 4d). Quando esse atrito não é suficiente, o grão rola ou escorrega, até atingir uma posição em que se equilibram as componentes tangenciais cisalhantes devidas à força de gravidade e à resistência representada pelo atrito grão a grão.

O valor da força de atrito pode ser determinado a partir da Fig. 5, em que um corpo em repouso é tracionado por uma força F , horizontal: a experiência mostra que o movimento só se inicia a partir de um determinado valor de F , quando ocorre um equilíbrio entre a força de

atrito e a força de tração. A partir dessa mesma Fig 5, é fácil verificar-se que a força de atrito, nesse instante, é dada por $P \tan \phi$, sendo P o peso próprio do corpo, e ϕ , o chamado “**ângulo de atrito**” entre os dois materiais, isto é, o ângulo formado pela resultante da reação à força normal aplicada e a força de atrito disponível, com essa mesma força normal. Nessa expressão, $\tan \phi$ pode ser representada por f , o chamado “**coeficiente de atrito**”.

Figura 4: TALUDES EM AREIA



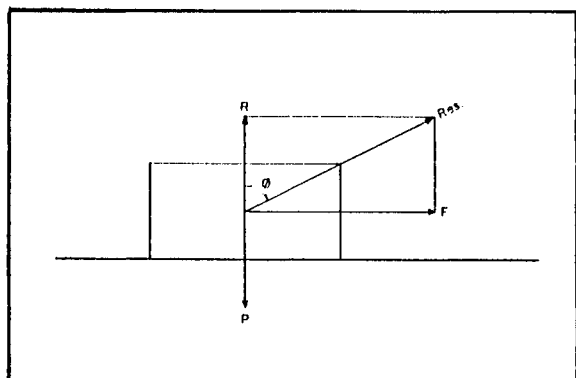
4a - ângulo de repouso

4b - duna

4c - “vale” em areia

4d - atrito a nível granular

Figura 5: DEDUÇÃO DO VALOR DA FORÇA DE ATRITO

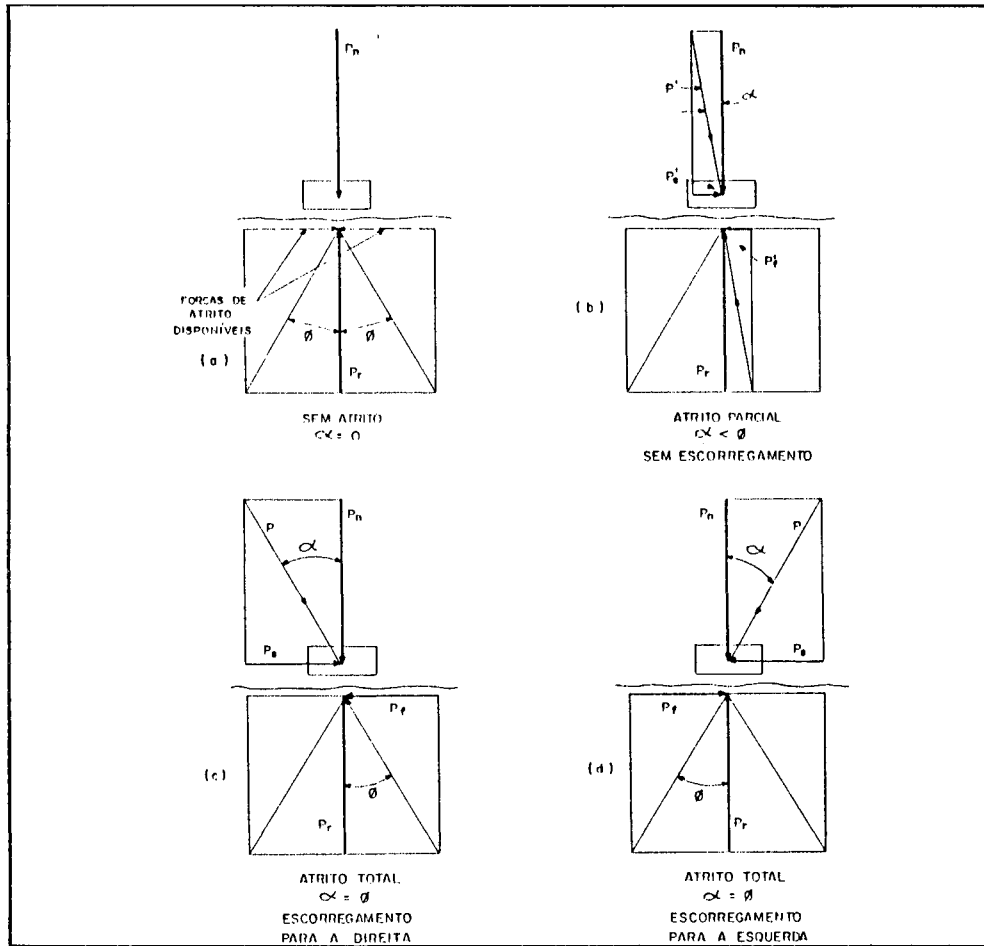


Na Fig. 6, retirada de Taylor (1966 p 312), um corpo repousa sobre uma superfície horizontal. A força P_n , representada pelo peso próprio do corpo (ou peso do corpo mais forças externas de compressão com mesma direção e sentido), constitui a totalidade das forças verticais que agem sobre o corpo. Essa força sofre uma reação igual e contrária P_r e gera, entre o corpo e o plano, uma força de atrito disponível P_f , cuja expressão é $P_f = P_n \tan \phi = P_n f$. Nessa expressão, ϕ é o chamado “**ângulo de atrito interno**” (por analogia com a situação representada na figura 5) e $f = \tan \phi$ é o “**coeficiente de atrito**”: ϕ e f são características próprias dos materiais e mantêm-se constantes para a maior parte deles, independentemente das forças que atuam. A força P_f , entretanto, só atua se for solicitada. No caso da Fig. 6a, ela não entra em ação, porque nenhuma força horizontal está atuando.

Na Fig. 6b, uma pequena força horizontal P'_s é aplicada sobre o corpo. A resultante P' faz um ângulo α' com a normal à interface plano/corpo. O ângulo α é chamado “**ângulo de obliquidade**” da força e depende das forças e não dos materiais. Para resistir à força P' , uma porção da força atritiva P_f disponível é posta em ação. Essa força é representada pela seta P'_f . Como $P'_f < P_f$, pois $\alpha < \phi$, o corpo não se movimenta.

Nas Figs. 6c e d o **ângulo de obliquidade** $\alpha = \phi$; como consequência, $P_s = P_f$. Nessa situação o corpo encontra-se na condição limite de sua imobilidade: qualquer aumento em P_s o fará mover-se. Conclui-se, pois, que o equilíbrio depende da obliquidade da força aplicada: se $\alpha > \phi$, há movimento; se $\alpha < \phi$ não há. A situação $\alpha = \phi$ representa o limite entre essas duas condições.

Figura 6: ATRITO DESENVOLVIDO ENTRE UM CORPO E UMA SUPERFÍCIE HORIZONTAL.



6a - não há aparecimento de atrito, porque não há atuação de força horizontal.

6b - Pequena força horizontal P_s aplicada sobre o corpo gera força de atrito resistente

6c e d - equilíbrio limite: a força desviadora exatamente igual ao atrito disponível.

Fonte: Taylor (1966 p. 312) - tradução livre do autor

A Fig. 7 mostra um corpo repousando sobre um plano inclinado; nesse caso, o movimento se inicia a partir do instante em que o ângulo i de inclinação do plano se torna igual a ϕ (ic). A partir da Fig. 8, pode-se demonstrar que um talude de areia só será estável quando $i < \phi$. O elemento de solo mostrado nessa figura possui uma força-peso P representada por ady , que pode ser decomposta em uma componente normal à superfície do terreno e uma paralela a ela. A componente N é dada por $P \cos i$, e a tangencial T , por $P \sin i$, donde resulta que a tangencial T pode ser expressa por $N \tan i$ ou $T = N \tan i$. Na condição de equilíbrio limite, toda a resistência ao cisalhamento, dada por $N \tan \phi$ é mobilizada, igualando-se à força tangencial T , logo, nessa condição, $\tan i = \tan \phi$ e $i = \phi$. Segue-se, pois, que qualquer talude em areia seca pura

terá como inclinação máxima o valor de seu ângulo de atrito interno, independentemente de sua altura.

Figura 7 :ATRITO EM PLANO INCLINADO

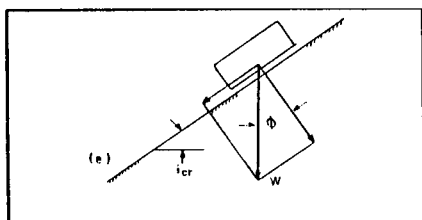
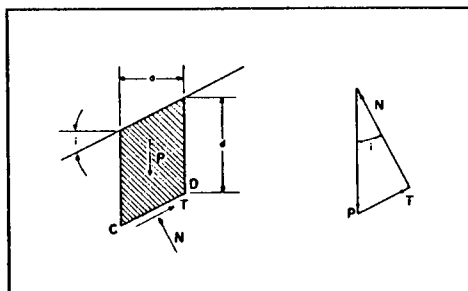


Figura 8: FATIA DE SOLO EM TALUDE INFINITO

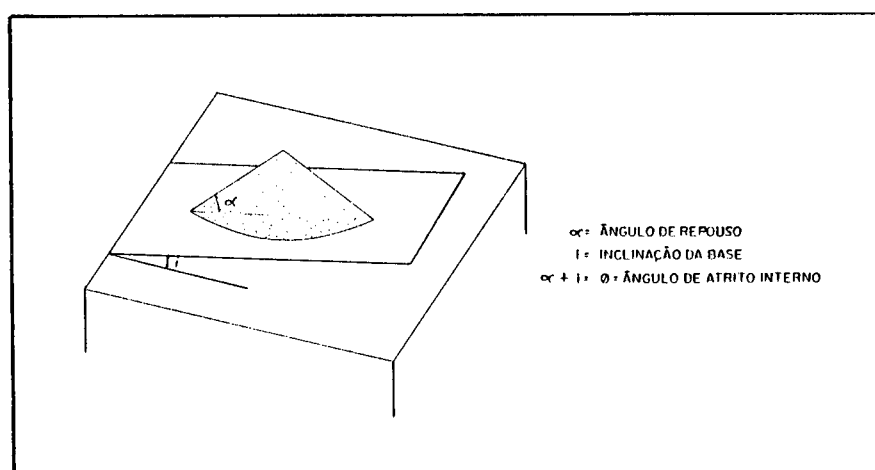


Fonte: Taylor (1966 p. 312) - tradução livre do autor

Fonte: Lambe & Whitman (1979 p. 193) tradução livre do autor

Voltando-se, pois, ao caso do comportamento da areia vertida, conclui-se que esta mantém seu **ângulo de talude** no entorno de 33° , porque seu **ângulo de atrito interno** é próximo desse valor. Não é, entretanto, exatamente igual, visto que no caso do vertimento o atrito desenvolvido envolve rolamento e não só escorregamento, como no caso do plano inclinado (Fig. 7) ou da fatia de solo em talude infinito (Fig. 8). Pode-se demonstrar que o **ângulo de repouso** é algo menor que o de atrito interno, a partir do vertimento de areia sobre uma superfície horizontal, inclinada a seguir, tal como o mostra a Fig. 9: verifica-se, nesse caso, que a areia permanece estável até um certo grau de inclinação de sua base, o que corresponde a um aumento de seu ângulo de talude.

Figura 9: DEMONSTRAÇÃO DE QUE O ÂNGULO DE REPOUSO É MENOR QUE O ÂNGULO DE ATRITO INTERNO



Resumindo, conclui-se que, na condição limite, os taludes em areia são constantes, retilíneos, com ângulo de inclinação máximo igual ao ângulo de atrito interno,

independentemente de sua altura e que a resistência ao cisalhamento das areias pode ser dada pela expressão:

$$\mathfrak{S} = N \tan \phi$$

onde

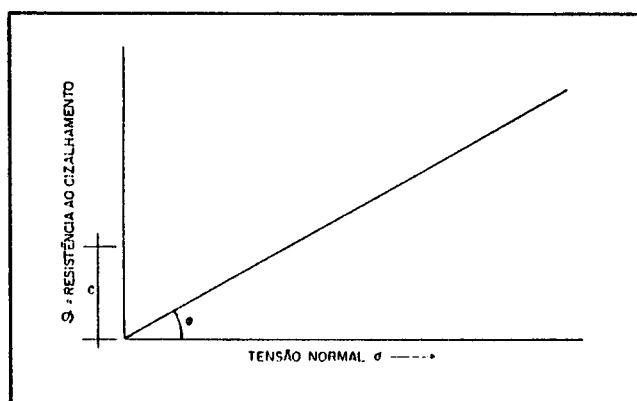
\mathfrak{S} = resistência ao cisalhamento

N = tensão de compressão normal

ϕ = ângulo de atrito interno

cujas representação gráfica é uma reta que passa pela origem (Fig. 10).

Figura 10: REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO DA AREIA PURA E SECA



4.1.3.2 O comportamento dos materiais coesivos

Os solos argilosos, têm constituintes e comportamento completamente diversos dos das areias. As argilas são compostas basicamente por “minerais argilosos”, que são filossilicatos, isto é, possuem estrutura atômica em folhas de octaedros Al-O e teraedros Si-O, que se resolvem macroscopicamente em forma plana (de lamela), apresentando diminuto tamanho de grão e outras propriedades particulares, devidas, em grande parte, a essas mesmas características das partículas, como sejam: a capacidade de adsorção de água e cátions, a plasticidade, a “coesão” dos grãos etc. Do ponto de vista de resistência ao cisalhamento, esta última propriedade, a “coesão” (na realidade, um complexo de forças de natureza eletrostática, química e capilar), tem importância fundamental, pois permite que as partículas se apresentem como que “soldadas entre si”, sem necessidade da atuação de uma força externa. A resistência

ao cisalhamento de um solo argiloso ou areno-argiloso em que houve tempo para desenvolver-se a coesão (argila pré-adensada) é representada pela expressão:

$$\tau = c + N \tan \phi$$

onde:

τ = resistência ao cisalhamento

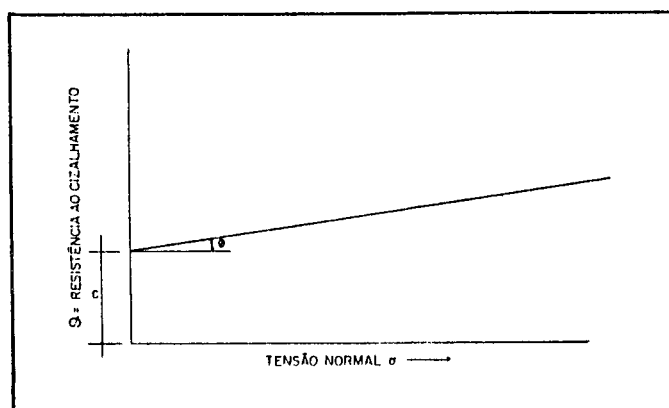
c = intercepto de coesão

N = tensão normal

ϕ = ângulo de atrito interno

cujo representação gráfica é uma reta que corta o eixo das ordenadas (Fig. 11).

Figura 11: REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO DE UMA ARGILA PRÉ-ADENSADA



Em razão da existência das forças coesivas, é possível existirem nas argilas taludes com inclinações maiores que seus ângulos de atrito interno. É possível, mesmo, existirem taludes verticais estáveis. Existe, porém, uma limitação de altura. Isto é, a estabilidade dos taludes com ângulos de inclinação maiores que o ângulo de atrito interno é dependente também da altura: quanto mais íngreme um talude, menor a altura estável possível de existir. Quando, entretanto, a inclinação do talude se igualar ao ângulo de atrito interno, a altura possível se torna infinita, como nas areias.

A estimativa dos pares altura-máxima-do-talude/ângulo-do-talude possíveis de existirem para um determinado solo argiloso homogêneo e seco pode ser efetuada através da expressão abaixo, que pode ser deduzida da Fig. 12, considerando-se uma espessura unitária, isto é, uma condição bidimensional:

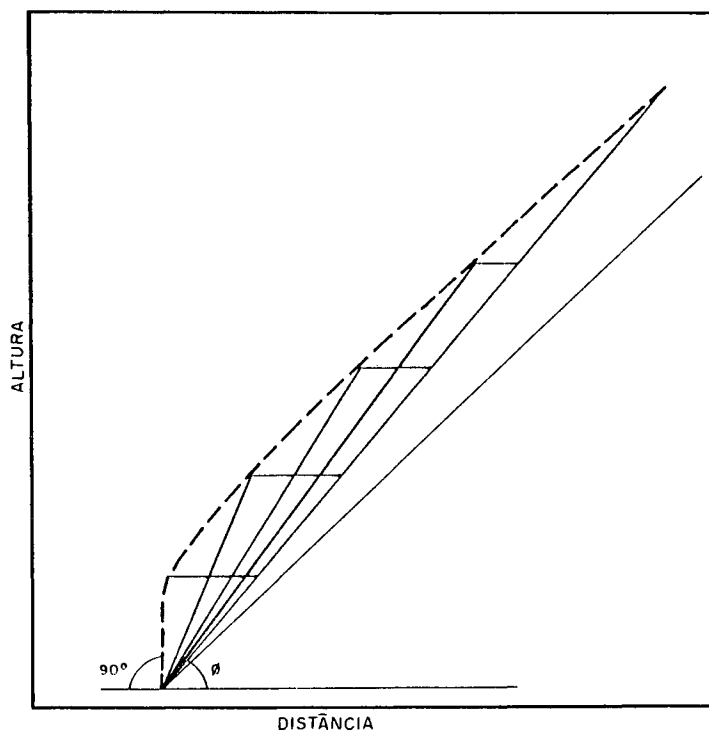
$$H_{cr} = (4c / \gamma) \{ (\sin i \cos \phi) / [1 - \cos (i - \phi)] \}$$

uma curva convexa, semelhante às formas usualmente desenvolvidas no terreno em regiões de climas úmidos.

A partir dessa expressão, pode-se também concluir que um material puramente coesivo pode manter uma altura vertical máxima estável igual a $4c/\gamma$ e que, num material puramente atritivo, H_{cr} será sempre infinito quando $i = \phi$.

A Mecânica dos Solos costuma distinguir a resistência ao cisalhamento em duas situações: “de pico” ou máxima, que corresponde à desenvolvida durante a ruptura, e a residual ou “última” que corresponde ao valor conservado pelo solo após a ruptura.

Figura 13: “ÉPURA DE CULLMANN”



4.1.4. A evolução dos valores de ϕ e c com o intemperismo e a instabilização das encostas.

4.1.4.1 Os dados disponíveis e as conclusões que se impõem

Os valores de c e ϕ , no caso de rochas ígneas, metamórficas e mesmo sedimentares, são muito altos: segundo Hendron Júnior in: Stagg-Zienkiewicz (1970 p 45) e Deere e Patton

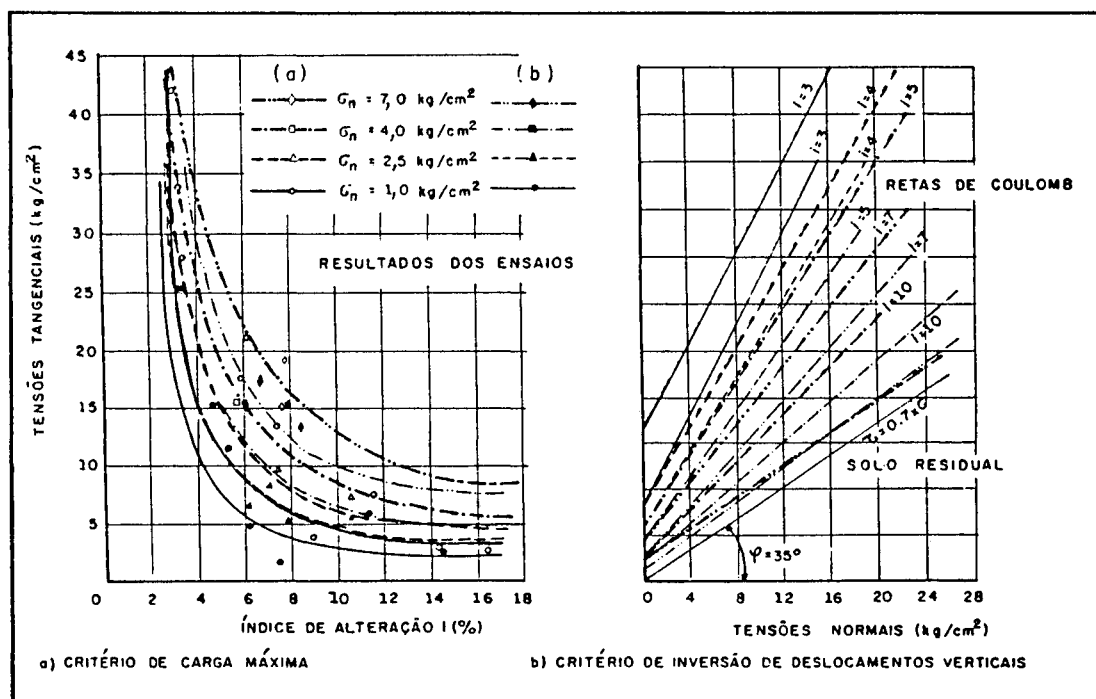
(1970 p 143), os valores do intercepto de coesão c e do ângulo de atrito interno ϕ , em rochas graníticas e gnáissicas, são da ordem de: $9.800 < c < 40.500 \text{ KN/m}^2$ e $41^\circ < \phi < 63^\circ$.

Segundo Deere e Patton (1970 p 142), Vargas (1974 p IV-PC-5.14), valores típicos para c em saprolitos de rochas gnáissicas e graníticas situam-se no intervalo de $40 - 70 \text{ KN/m}^2$, e, para ϕ , no de $15 - 31^\circ$.

Hoeck (1972 p 6) apresenta uma tabela de valores de coesão em diversos tipos de solos e rochas, onde os valores de c variam de $1,7 \text{ KN/m}^2$ (solo muito mole) até 10.000 KN/m^2 (rocha duríssima). Os valores de ϕ (resistência de pico), apresentados por esse autor (p 7) situam-se entre 30 e 70° para diversos tipos de rocha, enquanto que os valores residuais (após ruptura) situam-se entre 24 e 34° e os da argila de preenchimento de juntas, entre 10 e 20° .

Ao compararem-se esses valores acima pode-se, com clareza, verificar o extraordinário decaimento sofrido pelos parâmetros mecânicos c e ϕ , ao passarem de rocha sã para regolito; esse fato significa um “abaixamento” progressivo da curva-limite de estabilidade, conforme é mostrado na Fig. 18. Do mesmo modo, outras rochas, como basalto ou mesmo rochas sedimentares, poderiam ser utilizadas para demonstrar esse fato, que é aliás evidente para qualquer pessoa que já tenha tentado desagregar uns e outros.

Figura 14: DECAIMENTO DA RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO DE UMA ROCHA GRANÍTICA



Fonte: Serafim (1965 in: Guidicini e Niebble, 1976 p 39)

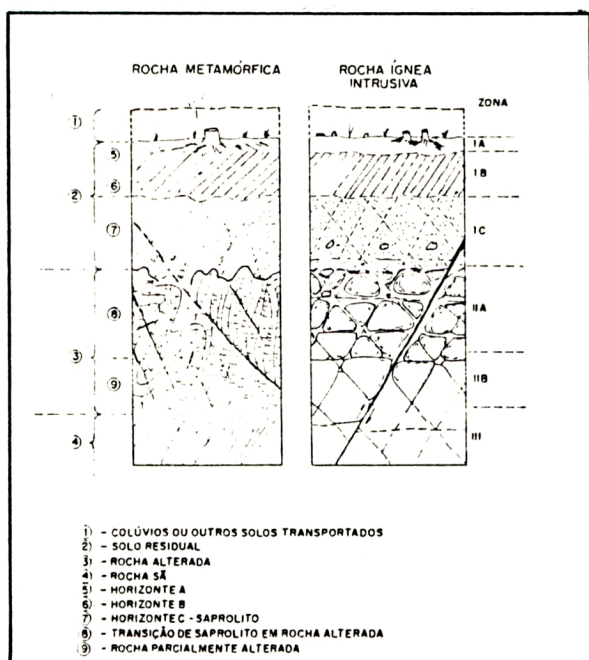
A Fig.14, retirada de Serafim (1965, in: Guidicini e Niebble, 1976 p 39), mostra um exemplo de decaimento da resistência ao cisalhamento de uma rocha granítica, provocado pelo intemperismo.

Do ponto de vista morfológico, mineralógico, textural e estrutural, estão disponíveis na literatura, dados relativamente abundantes sobre os passos intermediários dessa transformação. Perfis de solos tropicais oriundos de rochas graníticas podem ser encontrados em Vargas (1974 p IV-Pc-5.16), Deere e Patton (1970 p 90) e Bigarella, (1975 p 194-195) por exemplo, e de rochas basálticas em Marques Filho *et al* (1981 p 64) e Lopes (1967 p 34-35), além, evidentemente, dos inumeráveis perfis descritos na literatura pedológica. Só que, nesta última, de modo geral, eles se limitam aos horizontes pedológicos propriamente ditos, sendo desprezada a zona de transição rocha/solo, fato que, inclusive, levou Deere e Patton (1970 p 89-92) a propor uma nomenclatura especial dos horizontes de solo, a ser utilizada pela Geologia de Engenharia, tal como o mostra a Fig. 15. Já do ponto de vista dos parâmetros de resistência mecânica nessa fase intermediária, há uma grande carência de dados, em que pese a importância dessa fase sob o ponto de vista da evolução do relevo: a mais importante segundo Carson e Kirkby (1975 p 92). Isso se deve, de modo geral, à heterogeneidade que predomina nessa região e à dificuldade de amostrarem-se e ensaiarem-se materiais que incluem, muitas vezes, grandes fragmentos de rocha, misturados a partículas de granulometria fina e média. Uma maneira possível, mas bastante onerosa, nesse caso, seria a execução de ensaios “*in situ*”, tais como os efetuados em rocha, por exemplo, no caso de fundações de grandes barragens.

Segundo Carson e Kirkby (1975 p 90) “o modo como uma rocha se desintegra é muito dependente do clima, porém muito mais do caráter do material que a compõe. O clima pode ditar a relativa importância dos agentes físicos e químicos, mas a natureza da rocha é provavelmente mais significativa na determinação dos caracteres dos fragmentos resultantes, em qualquer estágio da alteração”. Dentre os caracteres relevantes nesse processo, segundo aqueles autores, as juntas têm um papel fundamental. “Uma massa de rocha com um sistema bem desenvolvido de juntas ou fraturas espaçadas a distâncias não muito grandes, nem muito pequenas, se alterará, de modo geral, em um manto (talus) constituído de fragmentos soltos” (Carson e Kirkby, 1975 p 91). A partir dessa assertiva, Carson e Kirkby concluem que, ainda que a composição inicial desse colúvio e sua alteração subsequente dependam muito do clima, os estágios iniciais dessa sequência de alteração devem ser válidos em, praticamente, todos os

climas. “Nos climas tropicais úmidos, a alteração esferoidal provavelmente domina: a água percola através dos planos das juntas, remove os materiais solúveis e eventualmente produz um manto de matações em uma matriz de solo residual” (Carson e Kirkby, 1975 p 91). No caso de rochas sem juntas, para esses autores, a seqüência do intemperismo seria muito diferente. Em arenitos, por exemplo, o intemperismo consistiria apenas na remoção do material cementante, o que faria com que o solo residual fosse “construído” sem passar pela fase anteriormente descrita.

Figura 15: PERFIS DE SOLOS RESIDUAIS E SUA NOMENCLATURA



Fonte: Deere e Patton(1970 p 90)

Carson e Kirkby (1975 p 92) afirmam que “o efeito mais marcante na passagem rocha/talus é a queda da coesão [que] é acompanhada, usualmente, por um crescimento no atrito interno”. Os valores de pico de ϕ podem atingir números muito alto, embora os valores residuais se situem ao redor de 35^0 (ângulo de repouso). Ao passar dessa fase para a seguinte, chamada “talúvio” (mistura de talus com colúvio) por Carson e Kirkby, apesar da deficiência de dados, “há evidências de que comumente os valores de ϕ , em estado solto, se aproximam de $43-45^0$, enquanto que a coesão irá, obviamente, depender do teor em argila presente”. Ao passar para a fase de colúvio puro, a taxa relativa de importância do atrito e da coesão, será função do teor em areia e argila nele contidos. Carson e Kirkby (1975 p 95), citando experiências de Vucetic (1958) e Holtz (1960), concluem que a evolução da resistência ao

cisalhamento durante o intemperismo não é contínua, mas se constitui de três fases limitadas por saltos bruscos nas passagens para talus, talúvio e colúvio. Segundo os mesmos autores (1975, p 95), outro fator inseparável do intemperismo, na questão da evolução da resistência ao cisalhamento, é o transporte, que, através da remoção seletiva de partículas, altera profundamente a seqüência, pelo menos em climas úmidos. Mesmo sob floresta, que dificulta a remoção superficial de finos, a dissolução em subsuperfície “produz uma separação análoga do material grosseiro do fino. (...) a lixiviação cria um horizonte arenoso sob o coesivo (...). Essas **mudanças de resistência ao cisalhamento** no interior do regolito devem **alterar a estabilidade dos taludes** a longo termo”.

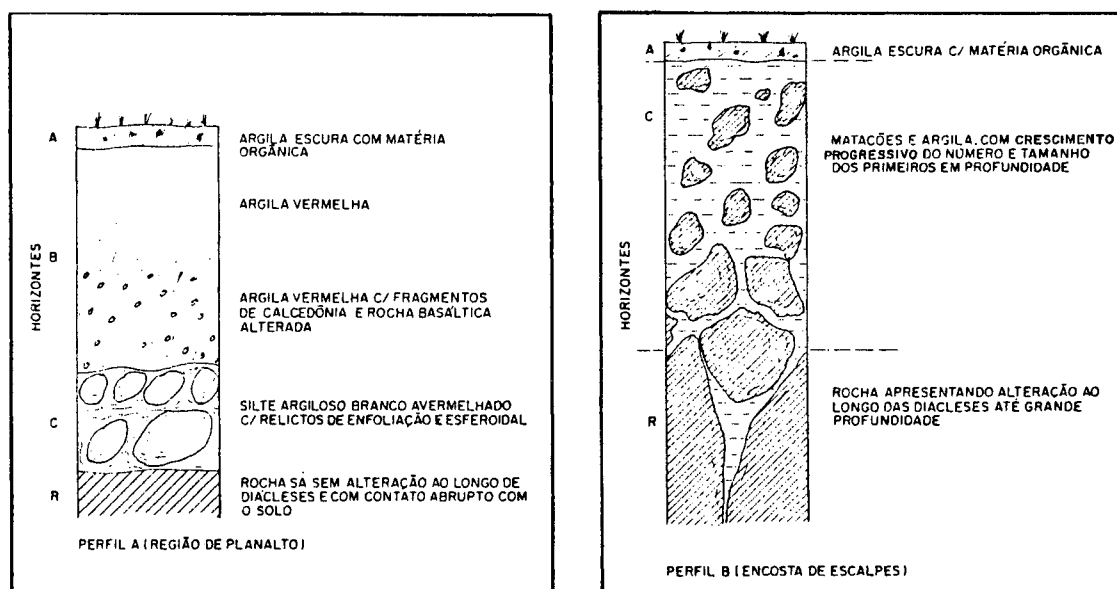
Wolle (1980 *in*: Tatizana *et al* 1987 p 228) apresenta alguns valores de resistência da seqüência solo/rocha granito-gnaissica para a condição de umidade natural e de saturação. Os valores de c , no “solo coluvial com e sem raízes” situa-se em 60 KN/m², subindo para 120 KN/m² no “solo de alteração”, na condição de umidade natural. Na condição saturado, os valores são de 10 KN/m², subindo para 40 no “solo de alteração”. Os valores de ϕ variam de 34° no “solo coluvial”, para 45° no “solo de alteração” para >54° na “zona de blocos” na condição de umidade natural. Na condição de saturação, os valores vão de 34° para 39° e 54°.

Skempton (1948 *in*: Terzaghi, 1967) mostrou que as argilas eocênicas de Londres sofrem uma rápida degradação de sua resistência ao cisalhamento: taludes verticais com 1 m de altura poderiam permanecer estáveis por algumas semanas; com inclinação de 1v:2h, sofreriam colapso após 10-20 anos; com inclinação de 1v:3h, após cerca de 50 anos e os taludes naturais ali existentes, raramente ultrapassam 1v:6h. Esta resistência final corresponde à “residual” ou “última”.

Na realidade, em condições tropicais e subtropicais úmidas, algumas peculiaridades devem ser apontadas. Em primeiro lugar, não são apenas a presença e densidade de juntas que condicionam uma geração de “*debris*” na fase inicial da alteração das rochas: a topografia joga também um papel importante, embora se possa argumentar, com justiça, que esta também depende, em muito, daquelas. Observações efetuadas em regiões basálticas mostram que perfis de solo situados no topo dos platôs apresentam uma passagem abrupta de solo para rocha em profundidade, sendo o limite desta última uma superfície razoavelmente regular, praticamente inexistindo fragmentos de rocha sã na base dos solos, enquanto que os mesmos derrames, em encostas de escarpas, apresentam passagem gradacional em subsuperfície de rocha para solo, segundo uma seqüência que inclui matações e argilas em proporções variadas, tal como o

mostram os perfis Figs. 16a e b retirados de Lopes (1967 p 34 e 35). Em segundo lugar, em condições de clima quente e úmido, muitas vezes, praticamente inexiste a fase de “talus”, tal como preconizado por Carson e Kirkby, de vez que a alteração química ao longo das juntas é tão rápida que, mesmo nas fases iniciais, há uma formação praticamente imediata de produtos de alteração argilosa entre os matacões, separando-os e reduzindo, conseqüentemente, o atrito entre eles. A esse fato, juntamente com as ocorrências freqüentes de fortes precipitações pluviométricas, deva ser possivelmente creditada a facilidade de ocorrência de movimentos tipo solifluxão (*earthflows*), que, segundo os mesmos Carson e Kirkby (1975 p 168), “são ocorrências raras” no resto do mundo. Isso ocorre, porque a presença de argilas, além de reduzir o atrito entre matacões, impede a livre circulação da água entre eles, fazendo com que o material se sature e criem-se elevadas pressões neutras nas encostas, tal como será discutido adiante.

Figura 16: PERFIS DE SOLO DE ORIGEM BASÁLTICA NO TOPO DOS PLATÔS (A) E EM ENCOSTAS(B)



Fonte: Lopes (1967 p 34 e 35)

De qualquer maneira, sejam quais forem os passos intermediários na alteração das rochas, é fácil imaginar-se que, quando ela for suficientemente lenta, para que os processos de denudação se lhe sobreponham, ou tenham ambos os processos, velocidades similares, isto é, quando as encostas forem do tipo “limitado pelo intemperismo”, ou mesmo quando houver um equilíbrio dinâmico, entre geração de regolito e retirada do mesmo, o perfil desenvolvido manterá uma forma tal que a altura e o ângulo, nos diversos pontos da encosta, se combinarão

para manter o equilíbrio do conjunto. Dito de outra maneira, o perfil desse tipo de encosta será mantido, em todos os seus pontos, abaixo da curva limite de estabilidade, mediante a retirada superficial de material pelos agentes erosivos e ou reconformação pelos de rastejo, conforme é indicado na Fig. 17.

Figura 17: "CURVA LIMITE DE ESTABILIDADE" EM VERTENTES "LIMITADAS PELO INTEMPERISMO"

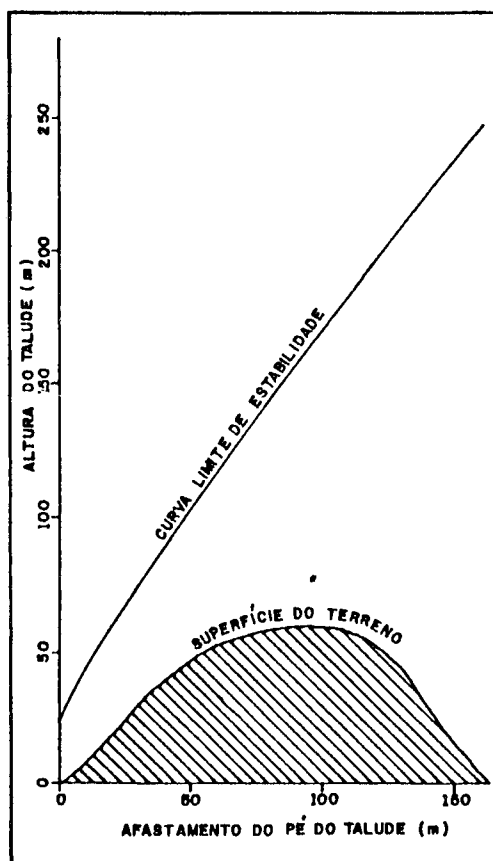
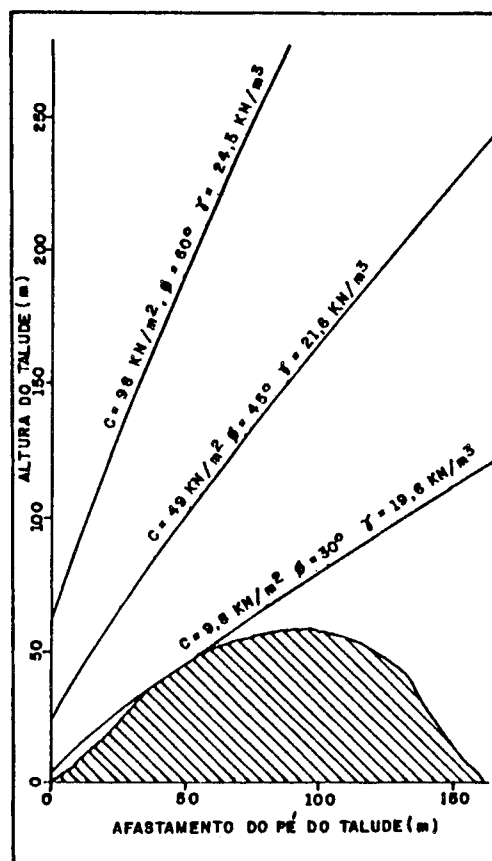


Figura 18: "CURVAS LIMITE DE ESTABILIDADE" EM VERTENTES "LIMITADAS PELO TRANSPORTE"



Fonte: Lopes (1988 p 395)

No caso das vertentes do tipo "limitada pelo transporte", entretanto, o acúmulo de regolito fará com que, fatalmente, num dado momento, esse "abaixamento" leve a "curva limite de estabilidade" a tangenciar a superfície do terreno e a sobrepassá-la em algum ponto P (Fig. 18). A partir desse instante, esse ponto P, dessa encosta, tenderá a sofrer rebaixamento para que o equilíbrio do conjunto seja restabelecido. Essa acomodação, entretanto, não pode ser feita pela movimentação de partículas individuais, como no caso das vertentes "limitadas pelo intemperismo": para movimentar-se, a partícula sobrepassante à condição limite de equilíbrio precisa movimentar consigo o conjunto de partículas que lhe dão suporte, inferiormente. Em

outras palavras, abaixo desse ponto, inicia-se um processo de deformação da massa do solo que, em termos usualmente utilizados pela Mecânica dos Solos, significa conduzir o regolito, nesse ponto e abaixo dele, à condição de “plastificação”, ou, ainda, que o estado tensional, nesse ponto, representado graficamente pelo círculo de Mohr, sobrepassa o “envelope” de ruptura, tal como é mostrado na Fig. 20, em razão do “abaixamento” desse último.

4.1.4.2 A forma teórica da massa instabilizada

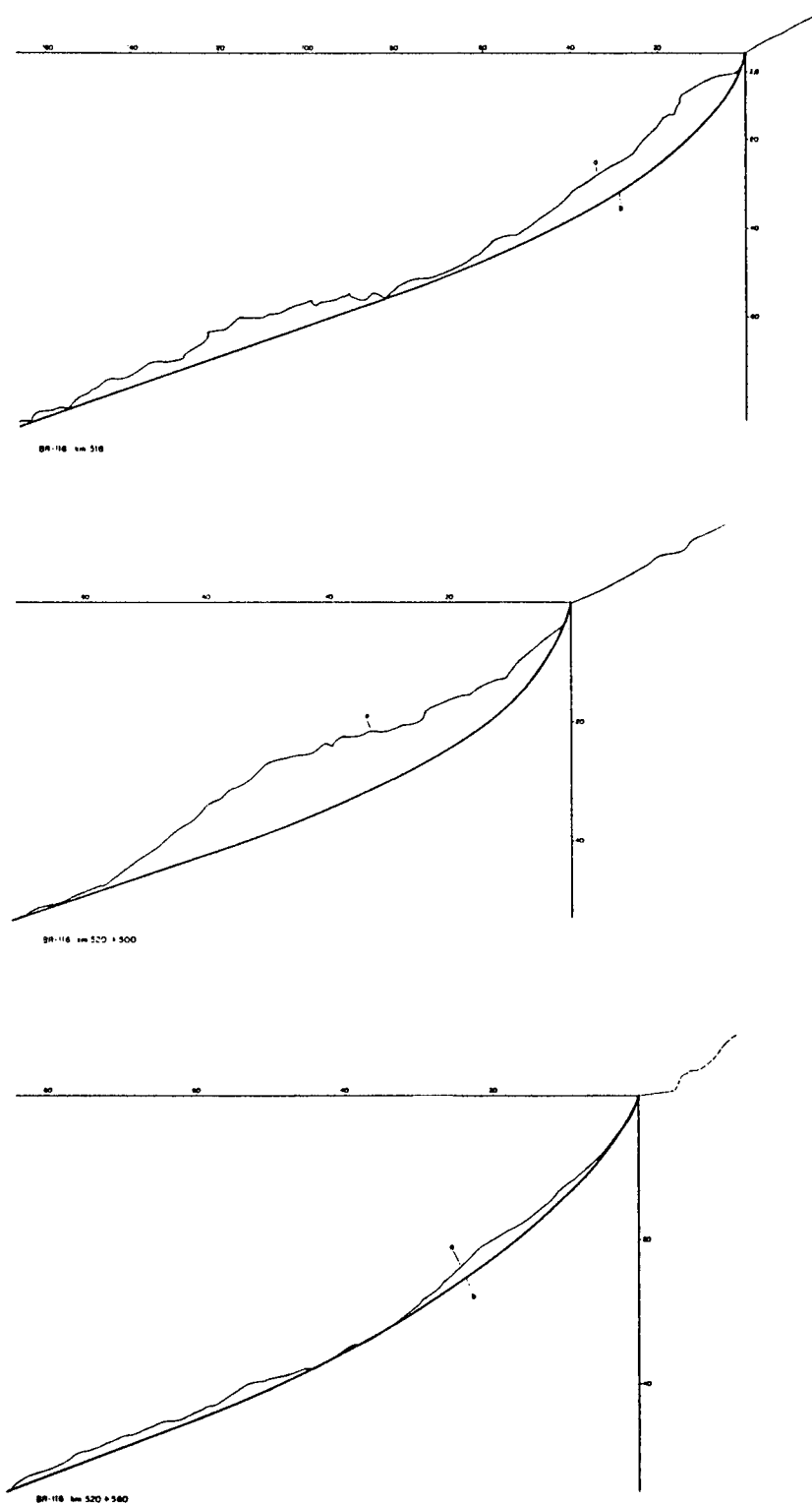
A forma da secção principal da massa que entra em mobilização abaixo do ponto P será dada pela natureza e características do material que compõe o regolito. Assim, se ela for constituída de areia pura e seca, o solo mobilizado terá a forma de uma cunha limitada inferiormente por uma reta inclinada de ϕ° com a horizontal, conforme anteriormente discutido.

No caso de tratar-se de material argiloso ou mesmo arenoso, mas que tenha alguma “coesão”, as observações efetuadas por todos os autores que se têm dedicado ao assunto variam no detalhe, mas são unânimes em afirmar que ela tem “aspecto curvo”.

Os métodos de análise de estabilidade de taludes em solos homogêneos e espessos, tais como os de Fellenius (1936) e Bishop (1955), para citar os mais usuais, com base nesse fato, utilizam secções de ruptura semicirculares, enquanto que outros, como Rendulic (*in*: Vargas, 1977 p 382-383), utilizam uma espiral logarítmica. As observações do autor indicam que, em regolitos espessos e razoavelmente homogêneos, desenvolvem-se curvas que se iniciam verticalmente ou subverticalmente, e se tornam gradativamente mais suaves, muito mais próximas, portanto, do modelo de Rendulic, conforme mostram as Figs. 19a, b e c que reproduzem secções principais de rupturas em taludes de cortes da Rodovia BR-116, no trecho São Paulo - Curitiba.

Por outro lado, segundo a maioria dos autores clássicos da Mecânica dos Solos, como Terzaghi e Peck (1966 p 143-144), Taylor (1966 p 501-502), Spangler e Handy (1973 p 554) e Lambe e Whitman (1979 p 175 e 187) as rupturas experimentais atrás de estruturas de arrimo “constituem-se em curvas que culminam por uma porção vertical”, fato este, já observado por Sir Benjamin Baker, em 1881 (*in*: Spangler e Handy, 1973, p 5), e que levou Terzaghi a desenvolver a chamada “teoria geral da cunha” em que é proposta uma massa deslizante, atrás da estrutura, limitada por uma espiral logarítmica, que se inicia verticalmente (*in*: Vargas,

Figura 19: SECÇÕES PRINCIPAIS DE RUPTURAS EM TALUDES DE CORTES DA RODOVIA BR-116, TRECHO SÃO PAULO-CURITIBA, EM REGIÃO DE REGOLITO ESPESSO DE ORIGEM MIGMATÍTICA



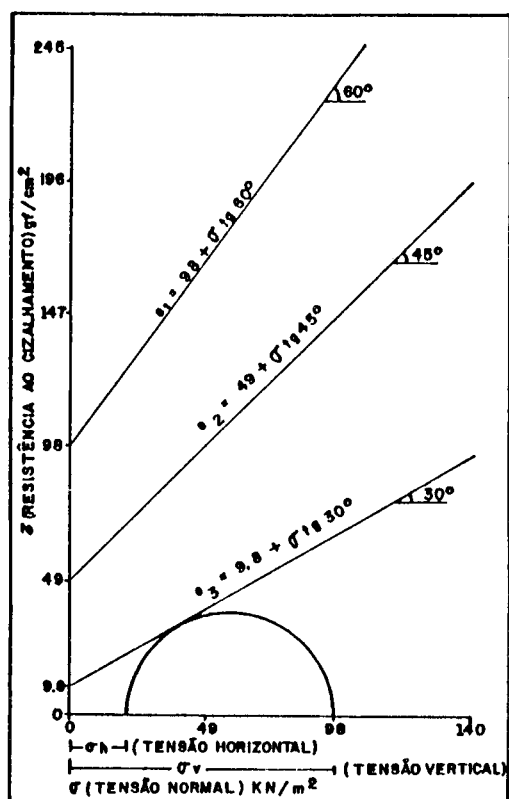
a: secção principal da superfície do terreno após a ruptura b: secção principal da superfície de ruptura

1977 p 413-415). Não há, por outro lado, por que se imaginar que uma ruptura atrás de uma estrutura de arrimo tenha forma diferente de uma ruptura de encosta livre. Na verdade, a partir do desenvolvimento do processo antes referido e da expressão de Cullman, é possível interpretar-se essa curva como constituída por uma sucessão de retas inclinadas que atendem às condições de estabilidade-limite entre ângulos e alturas. Se se imaginar, a duas dimensões, um material com coesão e atrito, entrando na condição de “empuxo ativo”, pode-se, a partir do anteriormente discutido, concluir que a base da secção principal da superfície de ruptura deverá ser constituída a partir do ponto P, por uma reta vertical que se estenda até a profundidade limite da estabilidade do material remanescente, seguindo-se a partir daí segmentos de retas com extensões crescentes e inclinações progressivamente mais suaves, correspondentes às diversas condições limites de estabilidade, até a condição limite final, correspondente à reta inclinada de ϕ^0 . Em outras palavras, a superfície de ruptura deve iniciar-se vertical e a partir do limite da estabilidade dessa condição suavizar-se progressivamente, gerando uma curva que se aproxima assintoticamente da reta cuja inclinação é igual à do ângulo de atrito interno, que possui extensão estável, infinita. Esta superfície de ruptura é representada na Fig. 21 utilizando-se, para facilidade de entendimento, intervalos de 10° . Essa curva é, portanto, uma composição de todos os segmentos de retas que representam condições estáveis, de acordo com a expressão de Cullman, ou seja, é uma função dos parâmetros c , ϕ e γ . Ela é em tudo similar à curva-limite de estabilidade ou “épura de Cullmann”, apenas invertida, e sua forma se aproxima da espiral logarítmica de Rendulic, e da cunha de Terzaghi.

Por outro lado, admitindo-se que o regolito seja razoavelmente homogêneo, todas as secções ao redor do ponto P deverão atender à condição prevista para a secção principal, o que significa que na condição tridimensional, o sólido instabilizado deveria resultar do giro da curva côncava limite de estabilidade ao redor do ponto P, tal como o mostra a Fig 22. Como consequência, ao ser observada em fotos aéreas ou desenhada em planta, a cicatriz resultante do escorregamento teria forma ogival, composta por uma semicircunferência (cúpula) na porção superior e se limitaria inferiormente por um triângulo de faces curvas: a figura completa seria semelhante a um “balão” ou “pipa” ou, ainda, uma “folha”, idealmente representada na Fig. 23.

Os detalhes da altura e largura relativa da porção triangular inferior e da semicircunferência superior dependeriam da forma da curva limitante, isto é, em última análise, de c , ϕ e γ ; da forma como o sólido gerado pelo giro dessa curva seccionasse a superfície do

Figura 20: DECAIMENTO DOS "ENVELOPES" DE RUPTURA COM O INTEMPERISMO



Fonte: Lopes (1988 p 399)

Figura 21: FORMA DEDUZIDA DA SECÇÃO PRINCIPAL DA SUPERFÍCIE DE RUPTURA

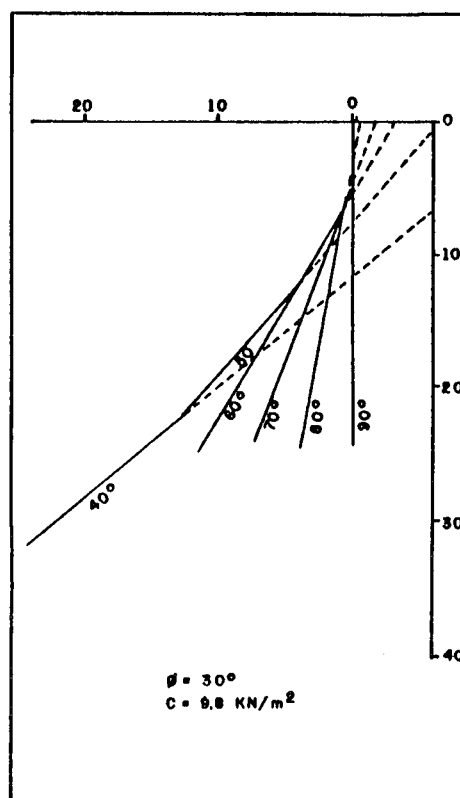


Figura 22: SÓLIDOS RESULTANTES DO GIRO DA CURVA LIMITE DE ESTABILIDADE = SUPERFÍCIES POTENCIAIS DE RUPTURA

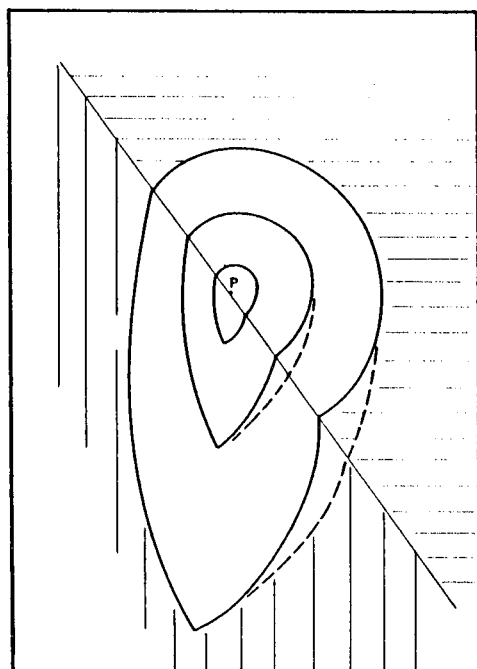
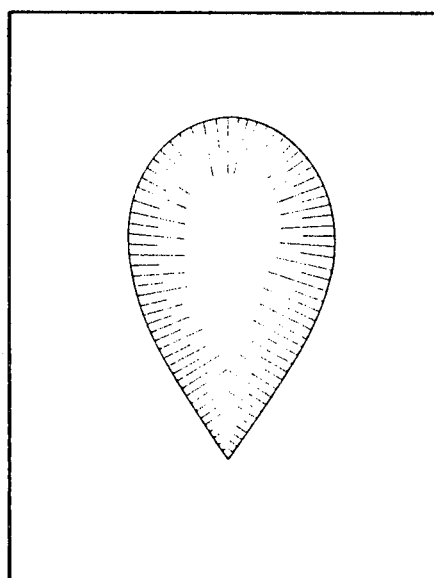


Figura 23: ASPECTO IDEALIZADO DA CICATRIZ DE RUPTURA EM PLANTA OU FOTO AÉREA



terreno, isto é, da inclinação da encosta e de sua forma - retilínea, côncava, convexa ou irregular - e ainda da posição em que o seccionamento ocorresse: no topo como o mostra a figura ou em qualquer outra posição na própria encosta.

Para movimentar-se o ponto P da encosta, a deformação se inicia abaixo dele, delineando-se a superfície de ruptura, inicialmente através da materialização das conhecidas “fendas de tração”, que limitam superiormente a massa deslocada e ao longo das quais começa o rebaixamento, seguindo-se um correspondente intumescimento do pé. Como a superfície de ruptura é curva e progressivamente mais suave em direção ao pé, a massa que se desloca sofre concomitantemente uma rotação, para acompanhar a forma dessa superfície, tal como é mostrado nas Figs. 24, 42, 46 e 49.

Figura 24: ASPECTO A TRES DIMENSÕES DE UMA RUPTURA REAL

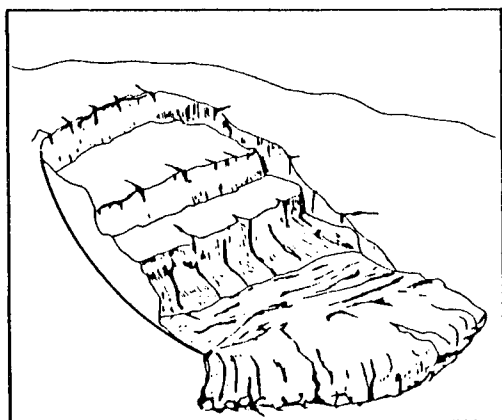
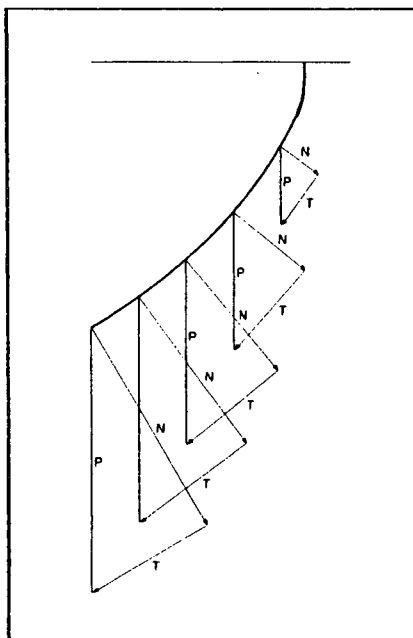


Figura 25: DECOMPOSIÇÃO DAS FORÇAS-PESO DAS “FATIAS” COMPONENTES DE UMA RUPTURA A DUAS DIMENSÕES



Fonte: LCPC (1976 p 22)

4.1.4.3. A forma real das rupturas

A forma antes descrita é, realmente, em grandes traços, a forma das cicatrizes encontradas no campo, tal como mostram as Figs. 27, 40a, 42, e 46b. No detalhe, entretanto, há algumas diferenças importantes que distinguem a forma real da deduzida:

- as cicatrizes, no campo, cotumam ser mais curtas do que a teoria, tal como foi exposta, o prevê: normalmente, falta a porção inferior mais suave, aparecendo apenas a porção mais íngreme;
- as cicatrizes não são limitadas inferiormente por um ponto, mas por uma área transversal à secção principal;
- as cicatrizes, às mais das vezes, não são limitadas superiormente por uma “parede” vertical, mas, por um talude próximo da verticalidade.

A explicação dessas aparentes divergências com a teoria, prende-se às seguintes peculiaridades:

- a forma das superfícies potenciais de ruptura desenvolvidas na massa de solo;
- a distribuição desigual das forças resistentes, de natureza atritiva, no sentido longitudinal da cicatriz;
- a distribuição desigual das forças resistentes, de natureza coesiva, transversalmente à cicatriz.

A fim de facilitar a exposição do raciocínio, voltemos à Fig. 22 e imaginemos que ela representa uma massa de solo de profundidade infinita, com a superfície horizontal livre e a vertical limitada por uma estrutura de contenção que tenha capacidade de movimentar-se paralela a essa face. A partir do anteriormente discutido e similarmente ao postulado pela teoria dos empuxos de terra, de Rankine, pode-se imaginar que abaixo e ao redor do ponto P, qualquer, no interior dessa massa de solo, se desenvolvam superfícies potenciais de ruptura, com o formato curvilíneo acima proposto, ao contrário das retas previstas por aquele autor, tal como o mostra essa mesma figura. Imaginemos, a seguir, que a estrutura de contenção se mova para baixo, deixando livre uma altura de solo cada vez mais elevada. Teoricamente, a instabilização só deveria ocorrer quando a diferença de altura entre a superfície superior do solo e o topo da estrutura de contenção, cumprisse a condição antes prevista, isto é, que a totalidade da curva côncava (e seu sólido resultante) fossem expostos. Entretanto, uma análise da forma das sucessivas superfícies potenciais de ruptura que vão sendo expostas, à medida que a estrutura de contenção vai sendo abaixada, permite verificar que, uma massa cada vez maior de solo vai sendo colocada potencialmente, na condição de instabilidade e que a forma dessa massa é de uma taça, muito próxima da de uma hemiesfera, isto é, de um sólido cujas relações superfície/volume decrescem rapidamente com o crescimento do volume. Ora, como o peso do maciço de solo isolado, que é o responsável pelo aparecimento dos esforços

cisalhantes, é função direta de seu volume, e como as forças resistentes coesivas são função da superfície, segue-se que há uma tendência de rapidamente ocorrer uma superação destas por aquelas.

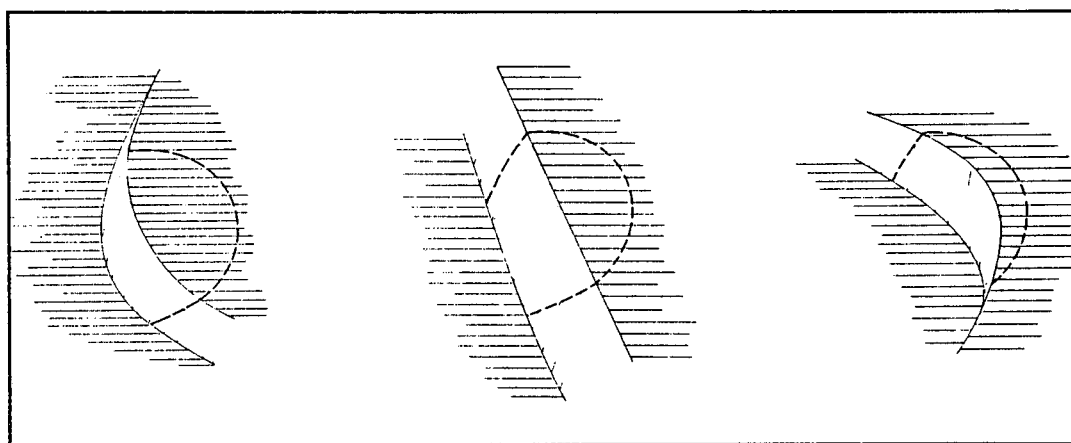
Por outro lado, a utilização da técnica de análise bidimensional, dividindo-se em fatias uma massa potencialmente instável, empregada nos métodos tradicionais de análise de estabilidade de taludes, mostra que a força atritiva apresenta sua contribuição maior, para a resistência do conjunto da secção analisada, nas fatias inferiores, enquanto que as tensões cisalhantes maiores se situam nas fatias superiores. Ora, esse fato é ainda mais sensível quando se utiliza, ao invés de uma curva circular, uma curva que se inicia vertical na porção elevada e se torna gradativamente mais suave à medida que se desenvolve para baixo, tal como é mostrado na Fig. 25. Ao desenvolver-se gradativamente a curva teórica de ruptura, de cima para baixo, o peso do maciço isolado acima cresce rapidamente até igualar e superar a resistência dessa porção, sem que a porção final chegue a desenvolver-se, iniciando-se um processo de ruptura progressiva, a partir do início da ocorrência das “fendas de tração”. A partir desse instante, o aparecimento dessas últimas, faz desaparecer a resistência coesiva na porção superior que já tem uma pequena contribuição atritiva, resultando em que essa porção praticamente atua só com seu peso, empurrando a porção inferior, sem contribuir para a resistência. Além disso, a resistência coesiva, que atinge seu máximo teórico na porção mais larga da cicatriz, reduz-se rapidamente a partir daí e, uma vez ultrapassada essa área, a resistência coesiva global se torna muito pequena, e a ruptura progride para baixo, devendo vencer apenas uma resistência próxima da residual, que não consegue fazer frente à massa em deslocamento, sobrevivendo a ruptura final, sem que seja necessária a exposição da totalidade do sólido.

A segunda observação diz respeito ao fato de que todos os escorregamentos reais tem sua base mais alargada não se limitando a um ponto. A explicação desse fato liga-se parcialmente ao discutido acima: como não chega a desenvolver-se a porção final da curva, não há, obviamente, um ponto-limite inferior, mas uma secção transversal, perpendicular ao escorregamento, algo mais larga, correspondendo ao limite inferior do sólido realmente deslocado. Além disso, durante a movimentação, o efeito de arrasto provocado pelo solo em deslocamento alarga a “boca” da cicatriz, para permitir a passagem do material em movimento. Esse fato é magnificado em razão de que, a porção inferior (pé do escorregamento) se deforma enormemente, perdendo estrutura e sofrendo cisalhamentos internos, aproximando-se de um fluxo que arrasta o material “*in situ*” destruindo sua estrutura e tornando-o conseqüentemente

de fácil mobilização, tal como pode ser verificado em qualquer evento desse tipo e como é referido por diversos autores (p. ex. Relatório do USGS, p 2, Meis e Silva, 1968, p 62 e Mougin, 1973 p 40-41).

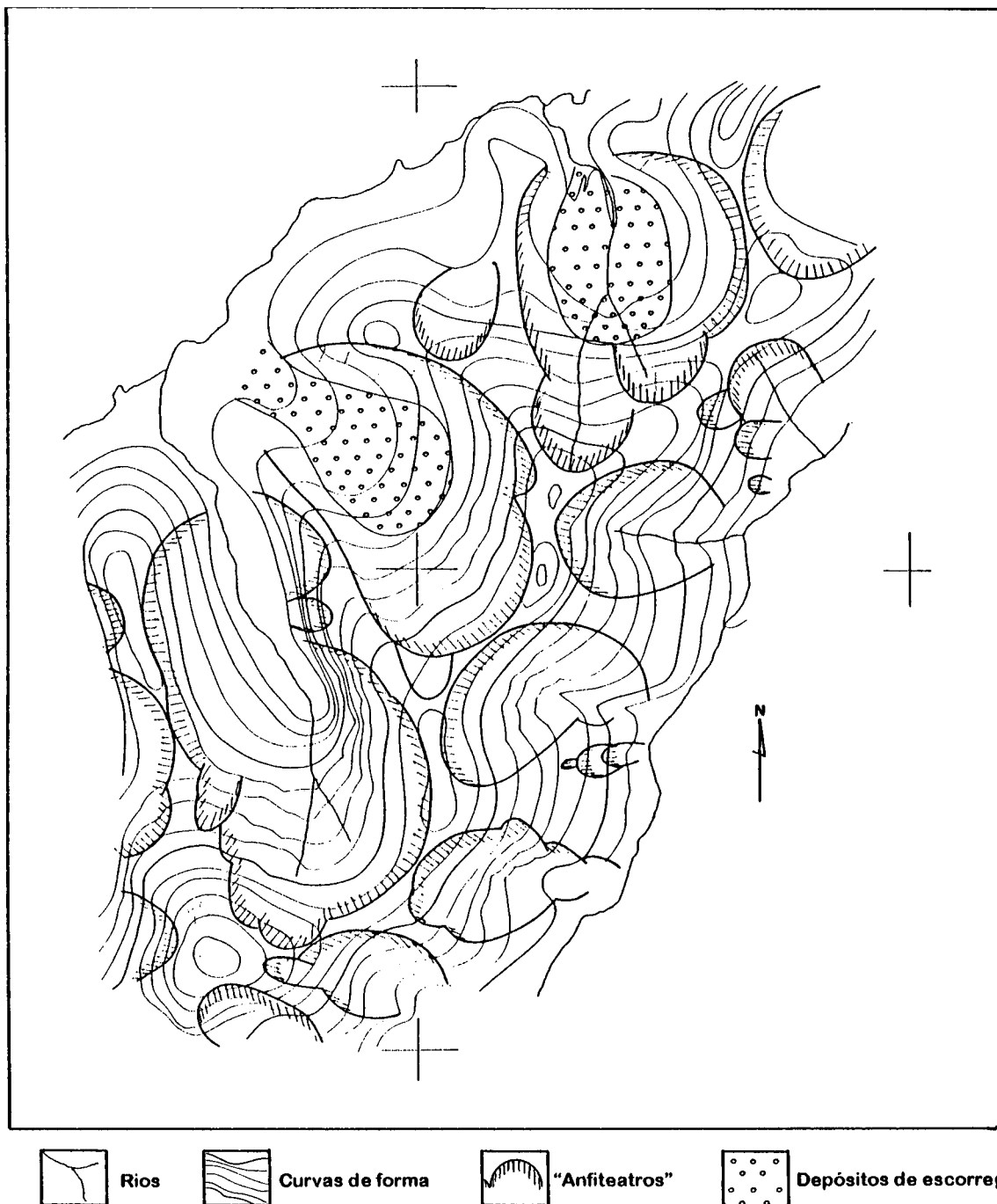
Finalmente, é reportado na literatura por alguns autores como Mougin (1973 p 44) que a porção superior dos escorregamentos raramente é vertical, mas possui forte inclinação, próxima da verticalidade. Este fato, também observado pelo autor em muitos casos, pode ser explicado considerando-se que, durante os primeiros momentos de desenvolvimento das fendas de tração, há uma redução na resistência do solo nessa porção, pela ação do desconfinamento, resultando em fendas de tração paralelas e retroinstabilizações progressivas, conforme pode ser constatado durante escorregamentos observados e em cicatrizes antigas (Fig. 27). Esse fenômeno é, reportado por diversos autores entre eles o próprio Mougin (1973 p 49), Meis e Silva (1968 p 62) e Bigarella (1975 p.201). Sobre este ponto, cabe mencionar-se ainda o fato de que, como foi antes referido nas rupturas atrás de estruturas de contenção, tem-se cumprido a verticalidade inicial teórica, segundo relato dos autores clássicos da Mecânica dos Solos, antes citados.

Figura 26: COMPARAÇÃO ENTRE AS SUPERFÍCIES DE RUPTURA E O VOLUME DO MATERIAL ESCORREGADO EM TALUDES HORIZONTALMENTE CONVEXOS, RETILÍNEOS E CÔNCAVOS.



A forma das superfícies potenciais de ruptura, tal como acima descrita, isto é, curvas concêntricas ao redor de um ponto, explica por que os taludes ou encostas côncavos são mais estáveis que os retilíneos e ainda mais que os convexos, fato intuitivamente deduzido e observado no campo. A Fig 26, mostra que, no primeiro caso, a relação superfície / volume e consequentemente a relação superfície de escorregamento/peso do maciço movimentado é maior do que no segundo e neste, do que no terceiro.

Figura 27: FOTOINTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA COM CHECAGEM DE CAMPO DE UMA ÁREA DA FERROVIA DO AÇO LOCALIZADA PRÓXIMO A BOM JARDIM DE MINAS MG Foto 072 Esc. Or. 1: 10.000 Esc. Apr. 1: 16.000

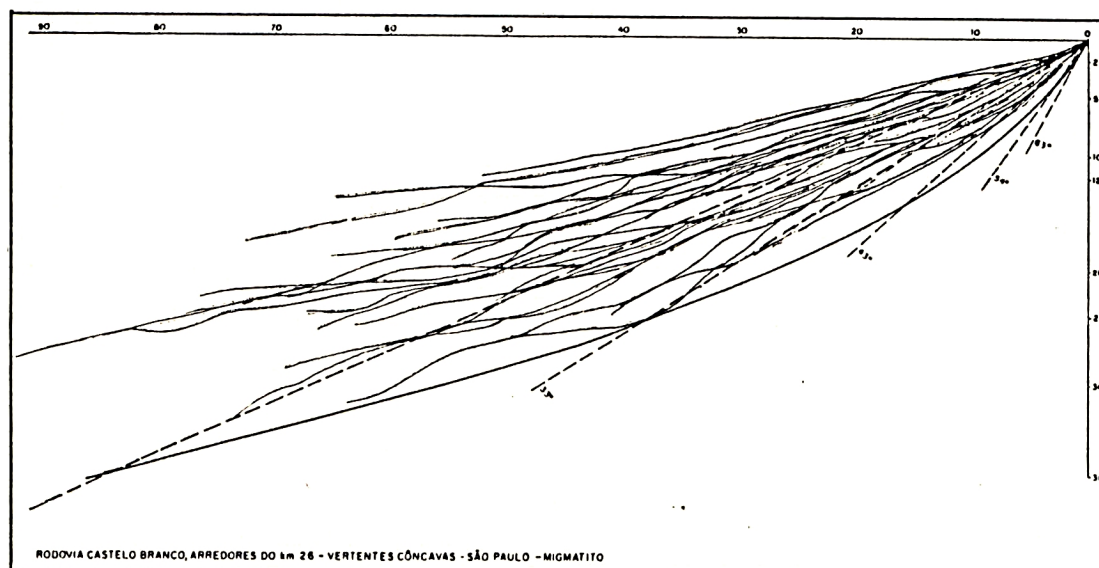
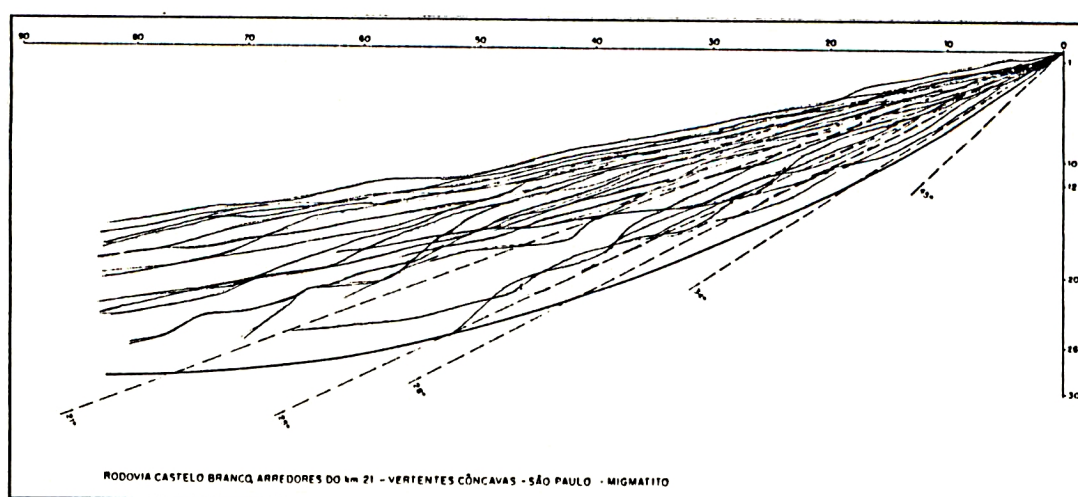


A Fig. 27, corresponde à fotointerpretação geológica com posterior checagem de campo, de um trecho da Ferrovia do Aço, próximo a Bom Jardim de Minas-MG, em litologia de natureza filítica. Nela estão representados diversos “anfiteatros” com formas côncavas, alguns dos quais, mais recentes, são comprovadamente originados de movimentos de taludes, pois conservam ainda, em seu interior, depósitos correlativos. A forma dos “anfiteatros” mostra claramente, que em alguns deles, os movimentos sofreram recorrências e retroalimentações.

Outros desses “anfiteatros” são mais antigos e não possuem depósitos em seu interior, mas sua forma é absolutamente similar à dos anteriores e não há porque, em princípio, duvidar-se que tenham a mesma origem, mesmo porque a sua forma geral é muito similar a de rupturas recentes, tal como as mostradas nas Figs. 37 e 47a e b e similar, também, à forma teórica, antes discutida.

As Figs. 28a e b correspondem às secções principais de diversas vertentes côncavas localizadas nas proximidades dos Kms 21 e 26 da Rodovia Presidente Castello Branco, em região migmatítica, próximo a São Paulo. A comparação dessas Figs. com as Figs. 19a, b e c, mostra a total semelhança entre a envoltória dessas secções e o plano de ruptura mostrado naquelas Figs.

Figura 28: SECÇÕES PRINCIPAIS DE DIVERSAS VERTENTES CÔNCAVAS EXISTENTES NAS PROXIMIDADES DOS KMS 21 E 26 DA RODOVIA PRESIDENTE CASTELO BRANCO, EM REGIÃO DE REGOLITO ESPESSO DE ORIGEM MIGMATÍTICA PRÓXIMO A SÃO PAULO



4.1.5 Os “processos-gatilho” responsáveis pelo clímax das instabilizações

4.1.5.1 A ação das chuvas

Na realidade, todo o processo de evolução dos materiais e decaimento consequente das propriedades mecânicas das partículas que os constituem, anteriormente descrito, representa uma “preparação” da encosta para o clímax da instabilização e reesculturação. Há necessidade, usualmente de que um fenômeno qualquer, funcione como gatilho para o desencadeamento final do processo. Este fenômeno mais comumente é representado pela ação de chuvas fortes, embora possa ser de outras naturezas, como, por exemplo, um abalo sísmico, uma modificação brusca nas características geométricas da encosta ou em sua cobertura vegetal, causados por processo natural, ou ação antrópica.

Para que se entenda a importância da presença da água no processo de instabilização das encostas, é necessária uma digressão a respeito dos conceitos de pressão neutra e pressão efetiva, tal como definidas pela Mecânica dos Solos. Pressão efetiva é a que é transmitida grão a grão e é a que permite o desenvolvimento do atrito, do qual depende parte (ou a totalidade, no caso das areias) da resistência ao cisalhamento dos solos. Pressão neutra ou intersticial é a pressão que é carregada pela água, presente no interior do solo e cujo efeito pode ser negativo ou positivo em termos de resistência ao cisalhamento do conjunto. O modelo de Coulomb para a resistência ao cisalhamento dos solos saturados, em termos de pressões totais, é dado por

$$\mathfrak{S} = c + (\sigma - u) \operatorname{tg} \phi$$

onde:

\mathfrak{S} = resistência ao cisalhamento

c = coesão do material

σ = pressão efetiva

u = pressão neutra

ϕ = ângulo de atrito interno do solo

Dessa expressão, fica claro que se u estiver na condição de pressão zero (atmosférica), ela não terá influência; se tiver valor positivo, será subtraída da pressão efetiva, reduzindo o valor de σ , a tal ponto que se $\sigma = u$, \mathfrak{S} fica reduzida a c . Por outro lado, se u tiver um valor negativo (tensão de sucção) ela se somará à pressão efetiva.

A expressão de Coulomb pode, também, ser escrita em termos de pressões efetivas, na seguinte forma:

$$\tau = c' + \sigma' \tan \phi'$$

onde:

c' = coesão “efetiva” do solo

σ' = pressão “efetiva” no solo

ϕ' = ângulo de atrito “efetivo” do solo

A expressão gráfica desse modelo é dada pelas Figs. 10 e 11.

Como dito anteriormente, o modelo original de resistência dos solos, foi estabelecido por Coulomb, a partir da condição “saturada”, tendo sido utilizado até recentemente, para solos na condição “subsaturada”.

O mecanismo responsável pelas instabilizações, neste modelo, partia da constatação de que, em condições normais, as encostas se apresentam subsaturadas em água, o que significa, que a água se encontra constituindo meniscos capilares que agregam os grãos, aumentando a resistência do conjunto. Entretanto, quando ocorrem grandes chuvas, há uma elevação do lençol freático e um consequente aumento das pressões neutras, resultando na queda da resistência ao cisalhamento. Além disso, a água que flui, supostamente paralela à encosta, apresenta outros efeitos como o de arrasto sobre os grãos (*drag*) e a possibilidade de retirar o “cimento” que mantém ligados os grãos maiores, reduzindo a “coesão” do conjunto. Por outro lado, agindo ao longo de linhas, superfícies ou planos de fraqueza, onde a coesão e o atrito são menores, a ação da água é ainda mais efetiva. Acima do lençol freático, a infiltração vertical provoca uma saturação progressiva do regolito e do solo das encostas, aumentando a densidade aparente e consequentemente, a componente tangencial do peso do solo. Carson (1971 p 113), para o caso de talude infinito em areia, com fluxo de água, demonstra que, na pior condição, isto é, com saturação total da camada de regolito, a equação $\tau = \sigma' \tan \phi$, apresentada no item 4.1.3, reduz-se a : $\tau = \frac{1}{2} \sigma' \tan \phi$, de vez que $u = \gamma_a z \cos^2 i$ e $\gamma_{sat} \cong 2\gamma_a$.

Bishop (1960 *in*: Das, 1985 p 59) propôs, para as tensões efetivas, no caso de solos não saturados, a seguinte expressão,:

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + \chi (u_a - u_w)$$

onde:

σ' = tensão efetiva

σ = tensão total

χ = fração da secção unitária do solo ocupada pela água

u_a = pressão do ar nos poros do solo

u_w = pressão da água nos poros do solo.

A partir dessa expressão, em 1978, Fredlund *et al*, propuseram um novo modelo para a resistência ao cisalhamento dos solos subsaturados, dado pela expressão:

$$\tau = c' + (u_a - u_w) \operatorname{tg} \phi_b + (\sigma_n - u_a) \operatorname{tg} \phi'$$

onde:

τ = resistência ao cisalhamento do solo;

c' = coesão efetiva do solo;

ϕ_b = ângulo de crescimento da resistência ao cisalhamento com o crescimento de $(u_a - u_w)$

σ_n = tensão normal total

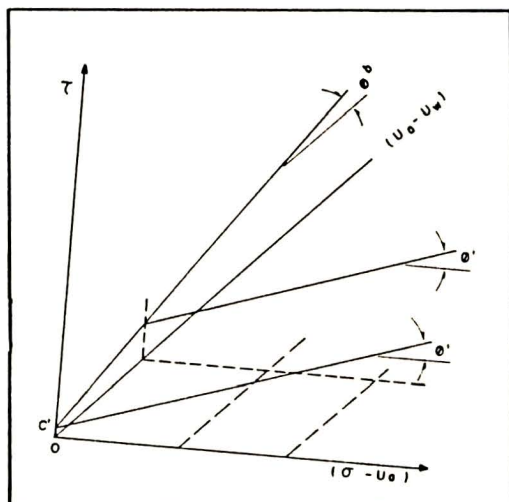
ϕ' = ângulo efetivo de atrito interno

u_a = pressão do ar nos poros do solo

u_w = pressão da água nos poros do solo

(Fredlund *et al*, 1978 *in*: Fredlund & Rahardjo, 1985 p 297)

Figura 29: REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DO MODELO DE RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO DE SOLOS SUBSATURADOS



Fonte: Fredlund & Rahardjo (1985 p 298) modificada pelo autor

Nesse modelo, representado graficamente na Fig. 29, a resistência ao cisalhamento é constituída por tres partes: uma coesão efetiva, isto é, resultante de fenômenos eletroquímicos,

uma parcela “coesiva” representada pela tensão de sucção, inversamente proporcional à pressão da água nos poros, e uma terceira, diretamente proporcional à pressão efetiva e ao ângulo de atrito interno efetivo do material. É fácil verificar-se que quando a pressão na água se torna igual à pressão atmosférica, o segundo termo desaparece, e obtém-se a expressão de Coulomb, que se torna o caso particular da resistência dos solos saturados.

Trabalhando na Serra do Mar, no Estado de São Paulo, Wolle e Carvalho (1989 p.28), concluíram que, ao contrário do usualmente admitido, a condutividade hidráulica cresce com a profundidade - fato já anteriormente reportado no Relatório do USGS sobre os escorregamentos de 1966/67 no Rio de Janeiro - o que inviabiliza o mecanismo de saturação progressiva do regolito por infiltração vertical, a partir da superfície. Além disso, suas observações mostraram que, mesmo durante grandes eventos pluviométricos, a ascensão do lençol freático era insignificante, não atingindo o material terroso, fato que também inviabiliza o outro mecanismo de instabilização proposto classicamente. Por outro lado, durante os períodos chuvosos foi constatada uma redução sensível nas tensões de sucção dos solos das encostas, fato que responderia pelas instabilizações, no entender desse autor, pois a essa redução corresponde, como foi visto, uma redução na resistência ao cisalhamento.

O modelo desenvolvido por Wolle (1989), similarmente ao de Fredlund *et al* (1978), compõe-se das mesmas tres parcelas resistentes, mas a expressão é do tipo exponencial:

$$\tau = c + (\sigma - u_a) \operatorname{tg} \phi + k (u_a - u_w)^x$$

onde k e x são constantes locais.

Na realidade, é mister que se diga, que esse modelo também não pode ser generalizado indiscriminadamente, pois o estudo em tela foi desenvolvido em região de forte declividade, solo relativamente delgado e vertentes retilíneas ou pouco convexas. Em regiões menos íngremes, com solo mais espesso e forma diversa, por exemplo côncava, é possível admitirem-se os mecanismos clássicos de elevação do lençol freático e saturação do regolito.

Abramento & Pinto (1993 p 157) ensaiando solos coluviais da Serra do Mar, concluíram que a resistência ao cisalhamento é uma função da sucção matricial que nem sempre é linear como proposto por Fredlund *et al* (1978) e sugerem modificar a equação para:

$$\tau = c' + (\sigma_n - u_a) \operatorname{tg} \phi' + f(u_a - u_w)$$

4.2.5.2 Outros agentes desencadeadores de instabilizações

O efeito-gatilho de instabilização de encostas tropicais úmidas, resultante da alteração da cobertura vegetal - que pode ter uma origem natural como um incêndio espontâneo, uma mudança climática ou pode ser resultado de uma ação antrópica - pode ser avaliado, a partir dos efeitos dos desmatamentos nas encostas da Serra do Mar, reportados por Prandini *et al* (1976 p 60).

- cessação imediata do efeito estabilizador da floresta sobre as variações microclimáticas (umidade e temperatura) das encostas, aumentando os movimentos tipo “*creep*”;
- cessação imediata dos efeitos de interceptação, retenção e evapotranspiração, devidos à presença das partes aéreas da vegetação, aumentando a ação erosiva da chuva e o teor de umidade da encosta;
- perda, a curto prazo, por calcinação e erosão, dos efeitos de retenção, indução do escoamento hipodérmico e retardamento do escoamento superficial, devidos à camada superficial de detritos, levando a um aumento do “*runoff*” e da infiltração;
- elevação do lençol freático como consequência da eliminação da evapotranspiração da floresta, aumentando as pressões neutras na encosta;
- perda, a médio prazo, dos efeitos de estruturação do solo, devidos ao sistema radicular, reduzindo a resistência ao cisalhamento do conjunto.

O efeito-gatilho representado pela modificação brusca da geometria das encostas pode ter causa antrópica, como por exemplo a execução de um corte rodoviário tal como mostrado na Fig 30, ou natural, como o solapamento do sopé de um vale pela ação erosiva de um curso d’água (Figs. 31 e 49) ou pela erosão ascendente de uma ravina (Fig. 32). Nesses casos, o mecanismo de instabilização é resultante da ascensão de algum (ns) ponto (s) da encosta acima da curva limite de estabilidade, tal como mostrado nas Figs.citadas.

É óbvio que os efeitos desses dois conjuntos de processos-gatilhos, chuvas e desmatamentos, podem se somar, aumentando a efetividade final, fato que é reportado por diversos autores, tais como Meis e Silva (1968 pp 55 e 57), Coimbra Filho e Martins (1975) e Soares *et al* (1975), ambos *in* Prandini *et al* (1976 p.48), Bigarella e Becker (1975 p 191, 193 e 199) e Ponçano *et al.* (1976 p 332-333). Esses autores, relatando grandes eventos de instabilizações de encostas provocados por fortes chuvas, ressaltam o fato de que as áreas mais afetadas, foram as desmatadas.

Figura 30: DESESTABILIZAÇÃO DE ENCOSTA ROVOCADA PELA EXECUÇÃO DE UM CORTE RODOVIÁRIO

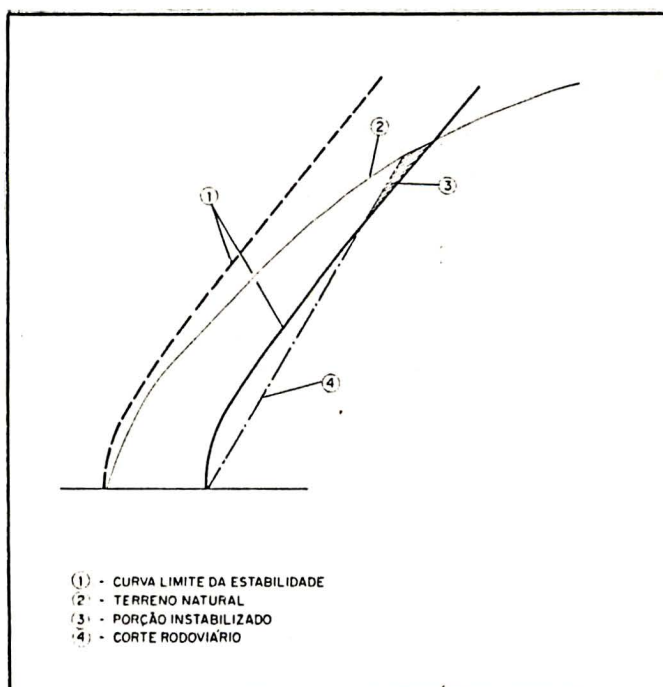
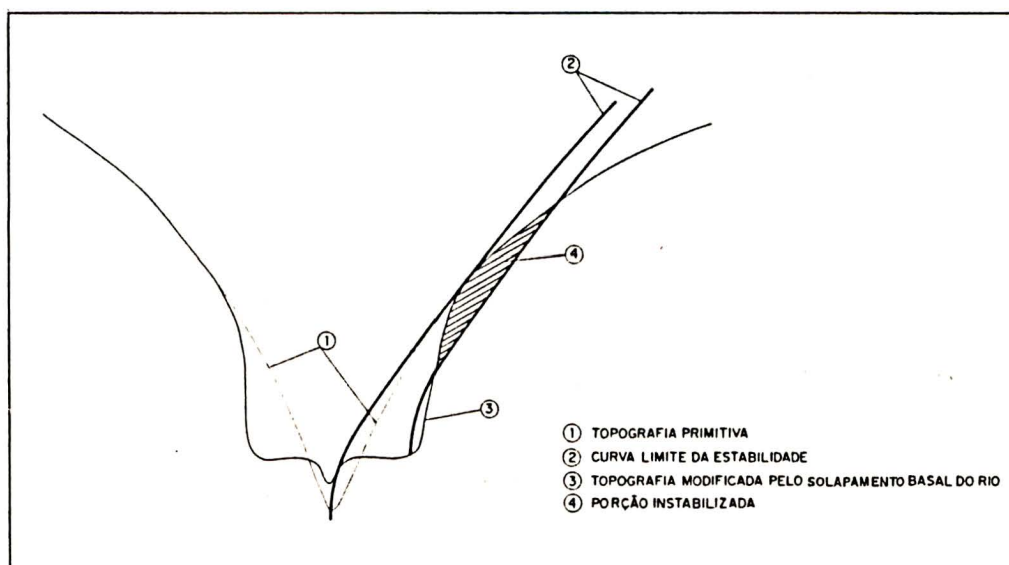


Figura 31: DESESTABILIZAÇÃO DE ENCOSTA PROVOCADA PELO SOLAPAMENTO EROSIVO DE UM RIO



Finalmente, a ação dos movimentos sísmicos no desencadeamento de instabilizações é fato observado em praticamente todos esses eventos. É sabido o fato de que areias com elevado teor de umidade podem “liquefazer-se” sob a ação de fortes vibrações, tais como as devidas a movimentos sísmicos, pela elevação das pressões neutras no seu interior. A utilização de

vibrações para “adensamento” de areias, é técnica comum em trabalhos práticos de engenharia. Mesmo argilas, quando do tipo “sensitivas”, podem ter sua resistência coesiva muito reduzida e as chamadas “*quick-clays*”, podem ter sua estrutura completamente destruída pela ação de vibrações (Vargas, 1977 p.480). Além disso, a resistência de um solo sob a ação de uma carga estática é sensivelmente mais elevada que sob a ação de cargas dinâmicas. Nessas circunstâncias, é fácil entender-se que uma encosta “preparada” pelo intemperismo pode facilmente se instabilizar pela ação de um movimento sísmico, mesmo de proporções modestas, ainda mais considerando a existência de “defeitos” na sua massa. A Fig. 33, retirada de Hutton (1788, in: Gould, 1991 p 150), mostra um típico escorregamento provocado por terremoto na região da Calábria.

Figura 32: DESESTABILIZAÇÃO DE ENCOSTA PELA ASCENÇÃO DE UMA RAVINA DE EROSÃO

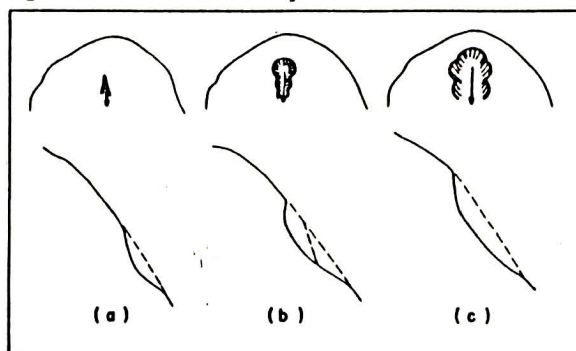


Figura 33: ESCORREGAMENTO NA REGIÃO DA CALÁBRIA PROVOCADO POR TERREMOTO



fonte: Hutton (1788 in: Gould 1991 p 150)

De todos esses processos-gatilho, entretanto, só o efeito das chuvas pode ser considerado como natural e de âmbito global para toda a região tropical úmida: fenômenos sísmicos ocorrem apenas em regiões limitadas que, aliás, em muito poucos locais correspondem à zona climática considerada; processos erosivos naturais têm apenas ação localizada e, finalmente, ação antrópica é apenas um efeito moderno não podendo, por isso mesmo, ser incluído no modelo de evolução do relevo. Segue-se que apenas o efeito das chuvas pode ser considerado como efeito-gatilho global para a evolução, sendo os demais apenas de importância acessória e local, às mais das vezes, somando-se ao mecanismo-base embora, localmente possam ter importância decisiva. No caso específico de uma mudança climática, de úmido para semiárido com chuvas concentradas, tal como postulado por Bigarella *et al* (1965 p.97), se ela ocorrer, haverá, obviamente, uma acentuação de caráter regional, na ocorrência de instabilizações, mas tal fato não pode ser considerado como o modelo básico da evolução das encostas, atualmente sob condições climáticas tropicais úmidas. Trata-se apenas de um evento particularmente importante, - e que pode ter deixado sua marca no relevo, se realmente ocorreu - mas foi episódico, enquanto que, como será adiante discutido, instabilizações sucessivas de encostas, florestadas ou não, ocorrem constantemente, em plena vigência de condições climáticas úmidas atuais.

4.1.6 Os movimentos lentos e os terracetes

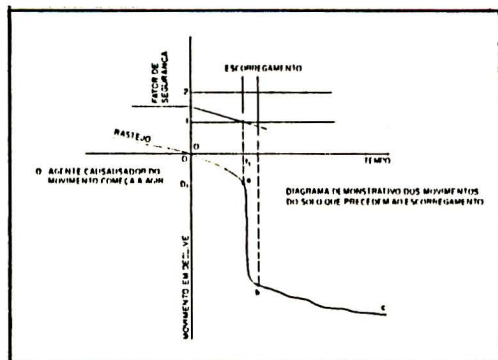
4.1.6.1 O rastejo (*creep*)

A movimentação lenta dos solos, no sentido do sopé das encostas (2-3 mm por ano), conhecida na literatura como “rastejo” (*creep*) é devida a dois conjuntos de processos distintos: um, constituído pela resultante da composição de movimentos individuais de partículas com sentidos predominantemente de elevação e abaixamento (*heaves*) ou aleatórios, com a componente gravitacional (**rastejo sazonal** de Terzaghi, 1967 p 1), e o outro, devido unicamente à força da gravidade (**rastejo contínuo** de Terzaghi, 1967 p 1). Segundo Kirkby (1967, in: Young 1978 p 50), são causas do primeiro tipo de rastejo, em regiões úmidas temperadas, em ordem decrescente de importância: a expansão e contração por molhagem e secagem; a expansão e contração por congelamento e degelo; a ação de minhocas e outros animais escavadores; as variações de temperatura e a ação de raízes de plantas. Young (1978 p

50) considera que nos trópicos úmidos a ação da fauna, possivelmente, só perca em importância para a molhagem e secagem, enquanto que Mousinho & Bigarella (1965 p.51), atribuem importância desprezível, nessas regiões, aos efeitos da fauna e das raízes das plantas no processo. Na realidade, molhagem/secagem, gelo/degelo e aquecimento/resfriamento são ações alternadas e diferem das outras, que são aleatórias. Todos esses processos, entretanto, só resultam em uma movimentação característica, a partir da atuação da componente gravitacional, que age paralelamente à inclinação da encosta e condiciona o sentido final do movimento resultante. Este tipo de rastejo desaparece rapidamente com a profundidade: dificilmente vai além de 20-30 cms.

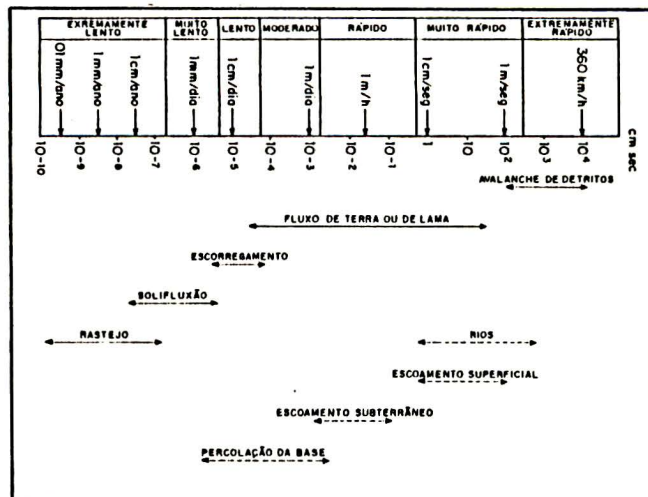
O rastejo contínuo está ligado às propriedades reológicas da argila e das “camadas” de água adsorvida e ocorre, a nível molecular, pela quebra das ligações fracas existentes entre arestas de cristais, pela atuação permanente da tensão gravitacional, sendo, conseqüentemente mais efetivo sobre encostas de natureza argilosa. Terzaghi (1967 p 26) chamou a atenção para o fato de que o “rastejo contínuo” precede e sucede as rupturas progressivas, que representariam apenas acelerações momentâneas ou clímax desse processo, tal como o ilustra a Fig. 34, retirada desse autor. Esse fato foi posteriormente comprovado por outros autores, como Ackermann (1959) e Schumm e Chorley (1964), ambos *in*: Young (1978 p 59), inobstante, segundo Kojan (1967 *in* Carson e Kirkby, 1975 p 272), ele possa estender-se por bastante tempo e até profundidades de 10 metros sem levar a rupturas. Variações locais de propriedades dos solos podem levar ao surgimento de trincas (*crevasses*), terracetes, fendas de tração e estruturas lobadas que transicionam para “*landslides*”. Teoricamente, este tipo de rastejo pode atingir profundidades consideráveis, devido a que as tensões gravitacionais crescem com a profundidade. Usualmente, entretanto, não ultrapassa um metro (Carson e Kirkby, 1975 p 272) e é próximo à superfície que ele se soma ao outro tipo sendo conseqüentemente mais efetivo. Segundo Skempton e Delory (1957 *in* Carson e Kirkby, 1975 p 273), até encostas de baixos ângulos, como 9°, podem sofrer rastejo. Aparentemente, há uma relação entre a velocidade do movimento e o seno ou a tangente do ângulo de inclinação da encosta (Young, 1978 p 51).

Figura 34: ESQUEMA MOSTRANDO A SEQUÊNCIA RASTEJO - ESCORREGAMENTO - RASTEJO



Fonte: Terzaghi (1967 p 26)

Figura 35: VELOCIDADES RELATIVAS DOS DIVERSOS TIPOS DE MOVIMENTOS DE MASSA



Fonte: Small & Clark (1982 p 42)

4.1.6.2 A solifluxão

Andersson (1906 *in*: Young 1978 p 59) definiu “solifluxão” como o “fluxo lento de regolito saturado dos locais altos para os baixos”. De acordo com Longwell (1944 p 45 *in* Mousinho e Bigarella, 1965, p 52), a solifluxão é um tipo especial de rastejo, ocorrente em regiões onde o solo congela até grandes profundidades (regiões periglaciais), e sua origem está ligada ao degelo da porção superior do “*permafrost*”. A zona degelada, saturada de umidade, flui lentamente, como um líquido viscoso, a velocidade de poucos centímetros por ano. Young (1978 p 59) estabelece, como limite dos efeitos da solifluxão, um metro de profundidade, e 50 centímetros como a profundidade até onde os efeitos são sensíveis, crescendo daí para cima linearmente ou mais do que isso. Segundo Rudberg (1958 e 1962 *in* Young, 1978 p 60), uma marcante orientação de pedras, no sentido da encosta, tem sido observada em locais de solifluxão comprovada. A ordem de grandeza dos movimentos é de 0,5 a 5 cm por ano e não

foi, até hoje, verificada nenhuma correlação importante entre ângulo de inclinação da encosta e velocidade de movimento. Tansições entre solifluxão e rastejo ocorrem.

Segundo Birot (1960 p 34 in Mousinho e Bigarella, 1965 p 52) a solifluxão ocorre sob as mais variadas condições climáticas, bastando que exista uma camada impermeável a baixa profundidade que impeça a infiltração da água e, como consequência, promova a saturação do material sobreposto. Segundo Mousinho e Bigarella (1965 p 55): “como forma de movimento em massa lento, a solifluxão parece prevalecer em virtualmente todas as regiões climáticas” e a eles atribuem a grande massa de “colúvios” encontrada ao sopé de quase todas as encostas brasileiras. Segundo Bigarella e Becker (1975 p 192) “a saturação pela água da camada superficial das encostas caracteriza a solifluxão em sentido amplo”. Um aumento na velocidade do processo de solifluxão provoca a ocorrência de um movimento tipo “*slump*” ou fluxo (*flow*).

4.1.6.3 Os microterraços ou terracetes

Uma feição comumente encontrada nas encostas temperadas, tropicais e subtropicais, é a de microterraços, dispostos usualmente em sentido perpendicular à maior inclinação das vertentes: os terracetes. Young (1978 p 203) descreve dois tipos de terracetes: um tipo constituído de elementos aproximadamente paralelos, com trilhas aproximadamente em nível, com 10 a 50 centímetros de largura e cordões mais íngremes que a encosta. Eles ocorrem usualmente em vertentes com mais de 32° e predominantemente em áreas recobertas por grama, sobre regolitos delgados (< 30 centímetros), verificando-se algumas vezes arrancamento do horizonte orgânico da base e da face do cordão. Young (1978 p 203) não aceita a origem proposta por Odum (1922), abaixo discutida e considera que a origem mais provável desses terracetes é ligada à movimentação de animais, baseado nas observações de Kerney (1964 *in* Young, 1978 p 203) de que, em locais com grama e onde não existem animais, não ocorrem terracetes, do mesmo modo que eles não ocorrem em áreas florestadas e de que os terracetes se formaram em Kent após os desflorestamentos datados de 1.000 AC. O mecanismo de formação estaria ligado à escolha dos animais por trilhas rebaixadas, seguindo-se maior rebaixamento dessas trilhas pela ação do caminhar desses animais.

Um outro tipo, menos comum, segundo Young (1978 p 203), possui cordões verticais e sem vegetação e são menos alinhados no terreno. Estes últimos ocorrem em encostas

íngremes, recobertas por regolito profundo, por exemplo, sobre argila ou loess, geralmente quando há corte no sopé da encosta. Segundo Young (1978 p 203), esse tipo de terracete é produzido por subsidência, com alguma rotação, ao longo de planos de falha verticais ou fortemente inclinados.

Carson e Kirkby (1975 p 173-175), apenas referem um tipo de terracete e descrevem-no como raramente possuindo mais do que 0,5 m de largura e profundidade, sendo 0,7 m, aparentemente, a sua profundidade crítica. Segundo esses mesmos autores, “os terracetes antigamente eram tidos como produzidos pelo caminhar dos animais e não como resultado de qualquer processo de denudação”. Embora seja provável que eles sejam utilizados e consequentemente acentuados pelo andar dos animais e, como eles **ocorrem também** em locais onde são raros os animais, é certo que outros mecanismos devem atuar na sua geração. Odum (1922 *in* Carson e Kirkby, 1975 p 174) sugeriu que eles se devem a uma sucessão de pequenos escorregamentos rotacionais que atingem somente o manto de solo. Kirkby (1973 *in* Carson e Kirkby, 1975 p 174) sugere que a ocorrência de terracetes se deve a escorregamentos situados logo abaixo do horizonte atingido pelas raízes, a partir do raciocínio de que a adesão das raízes com o solo é maior do que a coesão mútua entre as raízes, o que é espectável, tendo-se em vista que estas são verticais. Carson (1967 *in* Carson e Kirby, 1975 p 174) com base em estudos efetuados na Inglaterra, conclui que o desenvolvimento dos terracetes está ligado à espessura dos solos: em solos delgados eles ocorrem e em solos espessos são substituídos por verdadeiros escorregamentos. Isso se deveria a que, quando os solos são delgados, as raízes chegam até a rocha e impedem escorregamentos “*sensu strictu*”, o mesmo não ocorrendo em solos espessos onde, entre o horizonte com raízes e a rocha, se estende um outro horizonte menos resistente que permite a instalação de superfícies de escorregamento. Segundo Carson e Kirkby (1975 p 174), “a impressão é de que os terracetes ocorrem onde a resistência ao cisalhamento do regolito é insuficiente para manter sua estabilidade em um determinado ângulo e que a pseudo estabilidade existente é devida à presença das raízes”.

Guidicini e Niebble (1978, p 30), citando Scharpe (1938), apresentam quatro possibilidades de mecanismos para a ocorrência de terracetes: remoção do pé do talude por curso d’água; escorregamentos rotacionais de pequena profundidade; escorregamento de blocos ao longo de um plano de fraqueza e movimento de escorregamento rotacional ao longo de uma superfície única.

Os terracetes, observados pelo autor em vertentes de regiões tropicais e subtropicais úmidas, apresentam as seguintes características:

- ocorrem do tipo subparalelo, semelhantes aos descritos por Young e de outro tipo, que embora macroscopicamente pareçam contínuos e razoavelmente horizontais, no detalhe se aproximam e se afastam, constituindo ondulações com concavidade voltada para cima, à semelhança dos antigos “*bandeaux*” que coroavam cortinados e docéis;
- em nenhum local foram observados terracetes com cordões verticais e completamente desnudos de vegetação;
- ocorrem em regolitos espessos, predominantemente argilosos, oriundos dos mais variados tipos de litologias: granitos, gnaisses, basaltos, filitos e rochas sedimentares, em vertentes de forte inclinação (Fig. 36);
- ocorrem também em regiões de regolitos arenosos delgados, em vertentes também fortemente inclinadas (Fig. 37);
- ocorrem predominantemente, mas não unicamente em áreas desmatadas e atualmente recobertas por pastagens;
- ocorrem, embora raramente, em áreas de matas secundárias ou que tiveram parte de suas árvores retiradas;
- não foram observados em áreas de matas primárias preservadas, o que não significa, necessariamente, que não ocorram, tendo-se em vista a dificuldade de detectá-los em tal caso;
- são encontradiços dentro de antigas cicatrizes de escorregamentos (Fig. 36 e 50);
- ocorrem coexistência e transições de terracetes para escorregamentos e vice versa (Fig. 37);

Inobstante o fato apontado da facilidade crescente de detecção de terracetes, à medida que diminui o porte da cobertura vegetal, com base nas observações acima, somos obrigados a concluir que a retirada total da vegetação de porte favorece a ocorrência de terracetes e que a retirada seletiva, ainda que com menor intensidade, também favorece seu aparecimento. Este efeito está certamente ligado à desestruturação profunda do solo pela morte das raízes das árvores de grande porte e sua redução a um horizonte mais superficial, o que está

Figura 36: TERRACETES DESENVOLVIDOS EM ENCOSTA MIGMATÍTICA Foto tirada à margem da SC-474, próximo a Vila Itoupava/SC

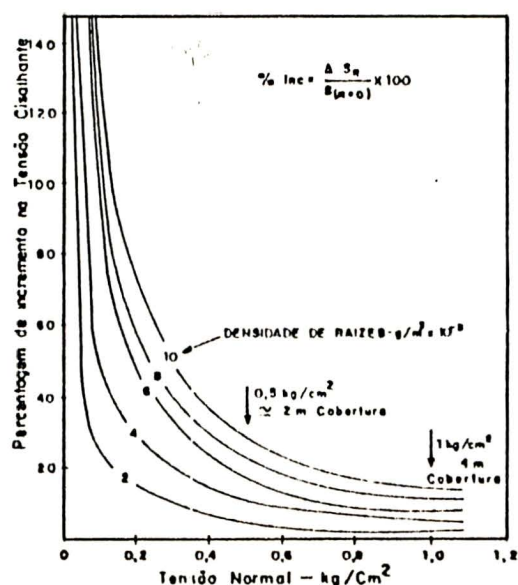


Figura 37: TERRACETES DESENVOLVIDOS EM ENCOSTA ARENÍTICA, TRANSICIONANDO PARA ESCORREGAMENTO Foto tirada à margem da rodovia PR-446 entre União da Vitória e Porto Vitória/PR



parcialmente de acordo com as observações de Kerney (1964) e proposições de Odum (1922 *in*: Carson e Kirkby 1975 p 174), no que respeita à origem dos terracetes. Esse efeito de destruturação do solo por efeito da retirada da vegetação e morte das raízes, pode ser apreciado a partir da observação das curvas de Endo e Tsuruta (1969 *in*: Prandini *et al* 1976 p 52). Essas curvas transcritas na Fig. 38, mostram claramente que há um aumento da resistência ao cisalhamento diretamente proporcional à densidade de raízes e inversamente proporcional à tensão normal. Esse crescimento foi atribuído, pelos autores acima, ao crescimento da coesão aparente, uma vez que o ângulo de atrito foi pouco afetado. Essa última conclusão se impõe pelo próprio fato de o crescimento reduzir-se com o crescimento da tensão normal.

Figura 38: CURVAS MOSTRANDO O CRESCIMENTO DA RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO COM O AUMENTO DA DENSIDADE DE RAÍZES



Fonte: Endo e Tsuruta (1969 *in* Prandini *et al* 1976 p 52)

A segunda conclusão importante é que o estabelecimento de uma vegetação à base de gramíneas cria, na porção superior do solo, uma camada que, dada sua pequena espessura e grande coerência, não chega a romper-se ao escorregar sobre a superfície da camada imediatamente inferior, mas é “enrugada” como um tapete sobre a encosta, movimentando-se desse modo, permanentemente no sentido do pé da mesma. A terceira conclusão é que a camada sotoposta não precisa necessariamente ser de rocha, tal como proposto por Odum e Carson e Kirkby, mas impermeável o suficiente para que entre as duas se crie uma condição de permanência e percolação da água infiltrada da “camada” superior, e se desenvolvam pressões neutras suficientes para que o atrito seja reduzido ao longo desse contato e a “camada” com

raízes deslize, numa espécie de “solifluxão” sobre o horizonte inferior. A presença de fortes inclinações (superiores a 32° , segundo Young, 1978 p 202) favorece a desestabilização, visto que $30-33^{\circ}$ representa o ângulo de atrito máximo da maioria dos materiais constituintes dos solos, o que significa que pressões neutras relativamente pequenas são suficientes para fazerem escoar uma camada sobre outra, visto que a adesão entre camadas diferentes é usualmente baixa. A camada superficial, por ser delgada e possuir suficiente estruturação não se rompe podendo eventualmente esgarçar-se, durante o movimento.

A geração dos terracetes é, pois, um processo intermediário entre o rastejo, a solifluxão e os verdadeiros escorregamentos, podendo passar-se de uns para outros na dependência das condições locais. Quanto à importância das passagens de animais na geração dos terracetes, é difícil dizer-se se elas funcionam como “gatilho” do processo, tal como o tráfego nas rodovias, ou se constituem-se apenas em um elemento solicitante adicional que acentua as formas desenvolvidas.

4.2. AS REESCULTURAÇÕES “CATASTRÓFICAS” DE ENCOSTAS BRASILEIRAS VERIFICADAS NOS ÚLTIMOS TEMPOS.

4.2.1 Introdução

Apenas neste século, diversas “catástrofes” naturais, representadas por movimentos coletivos de solo, têm sido verificadas em território brasileiro, mostrando que tais eventos não são uma exceção, mas a regra, em termos de evolução das encostas nas regiões tropicais úmidas. Pequenos eventos de escorregamentos localizados ocorrem, diuturnamente, ao longo do território nacional, como pode ser verificado e como será discutido no presente item. Apesar da escassez de dados antigos sobre quaisquer aspectos científicos do território brasileiro, notícias de eventos similares, ocorridos anteriormente a este século, têm sido reportadas. Alguns desses eventos ocorreram em áreas afetadas posteriormente, por recorrências, e foram relatados na literatura técnica. É importante, ainda, ter-se em mente que tais eventos só se tornam notórios e são noticiados, quando atingem áreas populadas ou, ainda, quando provocam danos a benfeitorias como usinas e estradas, fato já assinalado por Pichler (1956 p 69), o que significa que, quando ocorrem em vastas áreas do território nacional, não ou fracamente habitadas, tais ocorrências são sequer percebidas.

Guidicini e Niebble (1977 p 6) fornecem uma listagem de eventos importantes, reportados na literatura técnica, que é transcrita abaixo:

- março de 1928 e março de 1956 em Monte Serrat, baixada Santista, São Paulo;
- julho de 1946 a março de 1947 na Usina Henry Borden, São Paulo;
- junho de 1947 na rodovia Curitiba- Joinville, Paraná-Santa Catarina;
- dezembro de 1948 no sul de Minas Gerais;
- diversas épocas na Via Anchieta, Cota 95, São Paulo;
- julho de 1953 na Usina Eloy Chaves em Pinhal, São Paulo;
- março de 1956 na Encosta Caneleira, Morro da Penha, Ligação Via Anchieta com São Vicente, São Paulo;
- diversas épocas na rodovia BR-116, São Paulo;
- 1964 e anteriormente na Via Anchieta, cota 500, São Paulo;
- janeiro de 1966 e fevereiro de 1967 na área urbana do Rio de Janeiro;
- dezembro de 1966 em São Vicente, São Paulo;
- janeiro de 1967 na Serra das Araras, Rio de Janeiro;
- março de 1967 na Serra de Caraguatatuba;
- abril de 1974 na Serra de Maranguape, Ceará.

Guidicini e Iwasa (1977 p 62), estudando ocorrências de escorregamentos importantes relacionados a eventos de chuva, acrescentam os abaixo:

- 1912 na Serra de Maranguape, Ceará;
- março de 1974 no Vale do Tubarão, Santa Catarina;
- abril de 1976 na Serra de Maranguape, Ceará;
- 1975 e 1976 na Rodovia dos Imigrantes, São Paulo.

Cruz (1974 p 156) citando Felicíssimo Júnior, e moradores da região de Caraguatatuba, além de observações próprias, coloca mais os seguintes:

- 1805 nos rios de Minas e Ribeirão Mandira, Minas Gerais e São Paulo;
- 1942, 1943 e 1949 em Ubatuba;
- 1952 nas escarpas de Massaguaçu, São Sebastião, São Paulo.

Ponçano *et al* (1976 p 329) reportam escorregamentos localizados

- 1878, 1909, 1957 e 1970 na região da Serra de Maranguape Ceará

Tatizana *et al* (1987 p 225) discutem os ecorregamentos ocorridos em:

- janeiro de 1985 na Serra do Mar, próximo a Cubatão em São Paulo.

Almeida *et al* (1993 p 132) relatam 1.131 ocorrências de escorregamentos

- de 1938 a 1989, com eventos registrados em todas as décadas desde a de 40 em Petrópolis Rio de Janeiro.

Além dos eventos reportados nessas publicações, poderíamos acrescentar, pelo menos os seguintes, alguns dos quais o autor acompanhou de perto:

- julho de 1983 e Maio de 1992 em União da Vitória, General Carneiro e adjacências, Paraná/Santa Catarina;
- diversas ocasiões, nas BRs-282, 101 e 470 em Santa Catarina;
- janeiro de 1990 em Ortigueira (PR);
- outubro de 1991 em Palmeira (PR);
- 1992 e 1993 em Almirante Tamandaré (PR);
- janeiro de 1992 em Petrópolis (RJ);
- praticamente todos os anos na área urbana do Rio de Janeiro

Dentre esses eventos, parece importante discutir-se pelo menos alguns, tendo-se em conta nessa escolha, a importância do evento, as condicionantes de sua deflagração e a existência de relatos detalhados, além de alguns trabalhos que, embora não tratem diretamente de eventos desse tipo, a eles se relacionam direta ou indiretamente ou auxiliam na sua compreensão.

4.2.2 As referências da literatura técnica e as observações do autor

4.2.2.1 Os eventos de 1956 em Santos/SP

Pichler (1956 p 69), na introdução do seu trabalho, sobre os escorregamentos de 1956, em Santos, assim se expressa: “Escorregamentos constituem fenômeno relativamente comum em área de clima tropical e subtropical. Quando ocorrem em áreas de menor importância, pouca atenção é dispensada ao acidente e alguns anos depois, a vegetação cobre de novo a área do escorregamento”.

Sua descrição do evento é transcrita abaixo:

Em 1 de março de 1956, durante uma forte chuva que durou cerca de 4 horas, registrando-se uma precipitação de 120 mm, uma série de escorregamentos ocorreu no local chamado Santa Terezinha. O escorregamento que causou maior destruição foi um “*rock slide*”. (...) resultando na morte de 21 pessoas,

mais de 40 feridos e destruição de cerca de 50 casas. (...) Durante a noite de 24 houve uma chuva de grande intensidade, registrando-se para um período de 10 horas uma precipitação de 250 mm. Nesse período nova série de escorregamentos teve lugar ao longo de quase todas as encostas de Santos e cidades vizinhas. Nesta ocasião 43 pessoas foram mortas, muitos feridos e mais de 100 casas total ou parcialmente destruídas.

Segundo esse autor (p 70), os morros de Santos “alcançam uma elevação máxima de 210 metros” e apresentam encostas de até 43° cobertas de solo e desnudas quando superiores a 45°. As litologias presentes são “granitos, gnaisses e xistos além de algumas rochas básicas”.

Pichler (1956 p 75 e 76) concluiu que as causas básicas dos eventos foram as condições geológicas do local; as causas que favoreciam os movimentos, a ocupação humana e “a **causa efetiva** (...) sem dúvida alguma, a **chuva** intensa e prolongada que pela supersaturação do solo provocou uma redução da resistência ao cisalhamento, permitindo o **início quase que simultâneo** de quasi todos os escorregamentos”.

Tres observações são importantes de serem feitas, com respeito ao relato de Pichler: em primeiro lugar, sua referência ao fato de serem os escorregamentos, eventos comuns em regiões tropicais e subtropicais; em segundo lugar, a questão da importância relativa que é dada aos escorregamentos, na dependência de sua localização e, em terceiro lugar, a caracterização das causas que parecem, ao autor da presente Dissertação, como perfeitamente coerentes. Embora não esteja muito claro, a que se refere exatamente, Pichler quando fala em “condições geológicas do local”, é de supor-se que se refira a todo o condicionamento geológico-geomorfológico-pedológico, isto é, litologias, espessuras de regolito, inclinações das encostas e regime geohidrológico, seriam “a causa básica” que o autor denominaria de “condicionamento preparatório” ou “evolução do processo” (vd item 4.1.4). A chamada “causa efetiva” corresponderia ao “processo gatilho” (item 4.1.5) e a “causa que favorece” de Pichler seria, para o autor o “processo gatilho auxiliar ou eventual”.

4.2.2.2 Os acontecimentos de 1966/67 na cidade do Rio de Janeiro e Serra das Araras

Meis e Silva (1968 p.55), na introdução de seu trabalho sobre os escorregamentos do Rio de Janeiro ocorridos em 1966 e 1967, citam o fato de que “movimentos de taludes estão presentes nas vertentes do Brasil Oriental sob a forma de cicatrizes e colúvios”, mas argumentam, com base em autores anteriores (Tricart, Ab’Saber e Bigarella, além da própria Meis), e sem maiores explicações, que “grande parte destes movimentos são considerados

como pleistocênicos ou subatuais e relacionados a condições ambientais ou morfoclimáticas diferentes das atuais”. Esses autores afirmam ainda que “estando as vertentes em equilíbrio com a cobertura vegetal original, a ação dos movimentos de massa fica normalmente restrita a zonas de forte declive” e postulam a necessidade de “desmatamentos ou obras de engenharia” para haver desencadeamento das instabilizações.

Duas observações de Meis e Silva dizem respeito à regressividade das instabilizações, tanto em termos de cabeceiras, como de paredes laterais íngremes, que “descalçadas passaram a evoluir através de sucessivos pequenos deslizamentos contemporâneos e mesmo posteriores ao movimento maior” Meis e Silva (1968 p 62) e a outra à repetitividade dos eventos no mesmo local muitas vezes descrita, mas não percebida pelos autores em passagens tais como: “o movimento afetou uma depressão em forma de “ferradura” ou “anfiteatro”, e em outros explicitamente “depósitos coluviais atestam a recorrência de movimentos de massa na área” (Meis e Silva, 1968 p.62 e.63).

As mais importantes das observações de Meis e Silva, no entender do autor, entretanto, se encontram nas conclusões do trabalho:

Os detritos deslocados pelos movimentos observados (...) pavimentaram o fundo dos vales com um conjunto de blocos rochosos de até vários metros cúbicos de volume. Os blocos depositaram-se embalados em certa matriz fina, removida posteriormente pelas águas correntes. Na estradas das Furnas, os blocos de tonalito apresentavam aspecto suavizado, tendendo a formas arredondadas, como resultando da ação dos agentes do intemperismo em subsuperfície (Meis e Silva, 1968.p.69-70)

Adiante, Meis e Silva (1968 p 70) referem o fato de que diversos autores como Maack (1937) e Bigarella *et al* (1965) “descrevem os leitos dos cursos d’água que entalham as serras litorâneas do Brasil sudeste, como recobertos por blocos rochosos, que ultrapassam a competência das águas correntes”. Bigarella *et al* (1965) relacionaram, segundo Meis e Silva (1968, p 70) estes depósitos pretéritos à ação dos movimentos de massa sob condições climáticas diferentes das atuais sendo, “o aspecto atual dos cursos d’água resultante de processos relacionados aos movimentos de massa e às águas correntes”. Essa posição é aceita e defendida por Meis e Silva, que consideram a sua conclusão sobre a necessidade da ação humana nos escorregamentos do Rio, como argumento a favor da necessidade de mudança climática nos escorregamentos antigos (Meis e Silva, 1968 p.71).

Essa última observação, vales entulhados de grandes blocos e matacões, está, em clara oposição ao descrito por Tricart (1959 e 1965) . Na primeira dessas publicações, Tricart,

discutindo a gênese das cascalheiras, enfatiza: “Em toda a zona intertropical, na floresta como na savana, os seixos são uma exceção nos cursos d’água atuais”. “Tal é o caso da Serra do Mar nas vizinhanças do Rio de Janeiro e São Paulo. O desnível é sempre de 1.000 m em 5 ou 10 km, somente e entretanto as torrentes que aí descem só depositam areias e lamas argilosas” (Tricart, 1959 p 3)

A conclusão de Meis e Silva, acerca da necessidade de interferência humana para o desenvolvimento de escorregamentos, representa apenas uma condição local, tal como é mostrado no Relatório do USGS (p 13), no trabalho de Cruz (1974 p 103 e 151), e como o indica a experiência pessoal do autor adiante reportada, bem como na de qualquer pessoa com vivência no assunto e sem preconceito anterior. Ela mostra, no entender do autor, uma observação que parte de um quadro que, na teoria, é refutado pelos próprios autores, nas conclusões do trabalho: a aquisição de um equilíbrio quase-estático pelas formas do terreno, sob a vigência de condições climáticas razoavelmente homogêneas. Esta hipótese, transformada em dogma, exige a necessidade de um evento de larga duração, como um paleoclima pretérito diverso do atual, ou então, a ação modificadora antrópica, para produzirem-se as instabilizações. Na realidade, uma “homogeneidade” climática, como a atualmente vigente, representa uma condição “média” e não elimina a ocorrência de “eventos catastróficos” durante sua vigência, como tem sido abundantemente demonstrado. Além disso, como foi visto anteriormente, a ação climática quente e úmida, ainda que homogênea, leva a uma redução progressiva das características de resistência das massas de solo, que é o fator básico das instabilizações. Finalmente, a experiência tem mostrado que as vertentes mais instáveis da Serra do Mar não são as mais íngremes mas aquelas constituídas por depósitos de talus (ou talúvio), cuja inclinação é a correspondente ao ângulo de repouso dos materiais heterogêneos e com elevado teor de umidade: 11-15°. Assim sendo, a conclusão tirada por esses autores de que a localização dos mesmos é determinada pela “interação da estrutura geológica, formas topográficas e modificações introduzidas pelo homem”, só tem valor para esse caso particular, o que é, aliás, ressaltado pelos próprios autores. A ação humana, como foi antes discutido, mesmo no caso dos escorregamentos do Rio de Janeiro, representou apenas, no entender do autor, o processo-gatilho auxiliar do evento.

A ocorrência de grandes volumes de matações, alguns com vários metros cúbicos de volume, tais como os citados por Meis e Silva (1960) e por Maack(1937) e Bigarella *et al* (1965), todos citados por Meis e Silva (1968 p.70), tem sido verificada pelo autor nos rios e

torrentes que se desenvolvem nas regiões serranas do Paraná, Santa Catarina, São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. Assim sendo, as afirmações de Tricart (1959 p.3) só podem ser atribuídas à ênfase em defender seu ponto de vista da importância do clima, em contraposição à posição também radical dos geólogos que atribuíam origem puramente tectônica às cascalheiras encontradas em formações geológicas antigas. É verdade que, em condições de topografia suave, a tendência é de serem transportados pelos rios tropicais e subtropicais materiais finos, mas em topografias montanhosas, os vales dos rios e torrentes se apresentam entulhados de blocos e matacões que, as mais das vezes estão realmente além da competência do agente transportador, sendo a única explicação plausível, para esse fato a postulada por Maack, Bigarella *et al* e Meis e Silva, ainda mais, se considerando a constatação de que a tendência é de os perfis de solo, nas encostas dos vales íngremes, induzirem uma alteração, predominantemente, ao longo das diaclases, individualizando matacões, tal como discutido nos itens 4.1.4 e 4.3.1. Não há, entretanto, necessidade de paleoclimas diferentes do atual, para explicar esses depósitos. No entender do autor, o fato de os autores citados socorrerem-se de um tal paleoclima se deve à necessidade que tinham, de imaginar um solo desnudo, afetado por grandes enxurradas, para poderem entender a acumulação do material, incluindo blocos e matacões, seguida da lavagem dos finos. Na verdade, é preciso pensar-se que ao ocorrer um escorregamento a terra fica desnuda no local, pelo próprio evento de instabilização; que o material depositado é heterogêneo como foi abundantemente demonstrado e como o documenta a Fig 46; que as grandes sequências de escorregamentos ocorrem em épocas de grandes chuvas; que elas se estendem muitas vezes por áreas bastante vastas e, finalmente, que costumam sofrer recorrências em curtos períodos de tempo.

O Relatório do USGS, sobre os mesmos escorregamentos de 1966/1967 no Rio de Janeiro e Serra das Araras, fornece algumas informações importantes não só sobre a magnitude, como sobre os tipos dos eventos.

Quarenta ou cinquenta escorregamentos ocorreram no vale íngreme onde se situa a Usina Nilo Peçanha, que se tornaram “*mudflows*” na base do mesmo e sepultaram as principais unidades geradoras (p.1). A rodovia foi cortada em muitos locais (p 12). Em 1966 morreram 1.000 pessoas nos escorregamentos e enchentes e em 1967, cerca de 1500 (p 1) Centenas de “*mudflows*” e “*debris flows*” ocorreram na Serra das Araras (p 12). Na Serra das Araras, uma tempestade de 3 horas e meia, movimentou, através de “*landslides*” e erosões, uma massa de terra jamais relatada na literatura geológica (p 12). A área foi descascada com uma banana (p 12). Centenas e milhares de “*landslides*” tornaram as colinas cobertas de verde, em áreas semelhantes a “*badlands*” e os vales, em mares de lama (p 12).

Cruz (1974 p.13) discorrendo sobre os eventos da Serra das Araras, fala em “chuvas fortes de 225 mm, com ventos violentos, relâmpagos, formação de cumulus-nimbus em chaminé (...) Blocos de 30 a 100 toneladas rolaram de altitudes superiores a 300m (...).movimentaram um total aproximado de 250 mil toneladas”.

Quatro tipos de ocorrências são identificadas no relatório do USGS: “*slump earthflow landslides*”, “*debris slides e avalanches*” “*debris flows e mudflows*” e “*rock falls e rock slides*”.

“*Slump earthflows*” são conceituados como combinações de fluxo e escorregamento: a parte superior escorrega, normalmente, com pequena rotação e a parte inferior flui, como um líquido. A secção transversal é côncava e a longitudinal toma a forma de elipse, círculo ou espiral logarítmica.

Os “*debris slides*”, segundo os autores, são devidos ao decaimento e desintegração da rocha. Eles são rasos, e a cicatriz, paralela à face da rocha. As gradações entre “*debris slides*” e “*debris flow*” refletem as variações no teor de umidade; ambos podem estar capeados por escorregamentos rotacionais. São, geralmente, massas delgadas que, no primeiro caso, se segmentam, à medida que descem em movimento geralmente lento e, no segundo, se deslocam mais rapidamente, fluindo e rodando. São ambos usualmente alongados e estreitos e deixam cicatrizes em forma de V fechado, ao contrário dos “*slump earthflow*” que deixam formas de ferraduras.

Os “*debris flows*” e os “*mudflows*”, segundo o Relatório, se formam na porção superior do regolito e **resultam sempre** de chuvas excepcionais. Ocorrem predominantemente, mas não unicamente em regiões de solo espesso e sem cobertura vegetal. Eles se iniciam a partir de pequenas torrentes carregadas progressivamente de sedimentos muito além de sua capacidade teórica. Esses fluxos carregam 60 a 70% de sólidos e arrastam tudo em sua passagem, cavando vales em V onde eles não existiam.

Verdadeiros “*rock falls*”, isto é, blocos projetados no ar, foram raros: comumente ocorreram quedas de cascas e rolamentos de blocos pelas encostas.

Segundo, ainda, o mesmo Relatório, os agentes dos escorregamentos foram as chuvas, o peso do solo e as tensões gravitacionais. Na região do Rio de Janeiro, onde o regolito é espesso, foi marcante a preferência pela localização em regiões antropizadas, o que não ocorreu na Serra das Araras: nesta última, onde o regolito é delgado, as **áreas mais afetadas**

foram as cobertas por vegetação florestal, muitas das quais intocadas nos últimos sessenta anos.

Segundo Marçal *et al* (1967 *in*: Bigarella e Becker, 1975 p.199), a quantidade de debris movimentados em Laranjeiras foi de 60.000 toneladas métricas e segundo Dantas (1967, também *in* Bigarella e Becker, 1975 p.199), em Santa Tereza foi de 10.000 metros cúbicos.

Segundo Leonardos (*in*: Relatório do USGS), no Rio de Janeiro, as encostas da cidade, afetadas pelos escorregamentos são constituídas por rochas gnáissicas sotopostas a espessuras variáveis de solos e fragmentos de rocha, o mesmo ocorrendo com o subsolo da Serra das Araras.

4.2.2.3 A “catástrofe” de 1967 em Caraguatatuba/SP

Cruz (1974), em sua tese de doutoramento, sobre os eventos de Caraguatatuba, de Março de 1967, assim se expressa:

Chovia desde o dia 16, aumentando no dia 17 (115 mm) e chegando a 420 mm no dia 18 (não sendo acusado índice maior por causa da saturação do pluviômetro). Às primeiras horas da manhã começaram a cair barreiras, e às 13 horas veio a avalanche total de pedras, árvores e lama. No bairro do Rio do Ouro, gigantescas barreiras começaram a cair pela manhã, formando uma enorme represa que estourou poucas horas depois. A lama bloqueou as ruas. Dezenas de milhares de troncos, animais e pessoas foram arrastados pelas correntes. A avenida do mar desapareceu, invadida pelo mar, inacreditavelmente empurrado pelas enxurradas. A estrada da serra desapareceu em sua maior parte(...) formaram-se precipícios de mais de uma centena de metros de profundidade. Os morros descascaram, sua lama tingiu o mar de vermelho até longa distância (...) Na Fazenda dos Ingleses, as áreas de Cachetal e Lagoa transformaram-se num lago (Cruz, 1974 p 14).

Segundo Petro e Suguio (1971, *in*: Cruz, 1974 p.156), foram movimentados 2 milhões de toneladas nesses escorregamentos. Fúlfaro *et al* (1976, p 343 e 344) calcularam em 7 milhões e quinhentas e sessenta mil toneladas, o volume deslocado.

A geologia da área, segundo diversos autores citados por Cruz (1974, p.41-49), inclui: rochas graníticas de anatexia, diques ácidos e básicos, gnaisses de diversos tipos: biotita gnaisses, oligoclásio gnaisses, gnaisses facoidais, além de migmatitos, nordmarquitos, pulaskitos, charnockitos, micaxistos (biotíticos, muscovíticos e sericíticos), quartzitos, pegmatitos, anfíbolitos e leptinitos.

Segundo Cruz (1974 p.10) a partir das observações dos acontecimentos de março de 1967 “verificou-se a existência de determinados aspectos inéditos na geomorfologia de áreas em

domínios tropicais úmidos. Os processos morfogenéticos atuais dessas áreas criam uma situação de equilíbrio biostático precário e ao mais leve desequilíbrio são suscetíveis a uma alteração (...) e quando há essa alteração, o funcionamento, a atividade metabólica, enfim a coordenação total da paisagem estão ligados aos distúrbios”.

Sobre o condicionamento climático dessa morfogênese particular, Cruz conclui que:

Este sistema foi preparado num período recente, de clima permanentemente úmido e quente. Num verão chuvoso, com concentração de dias de chuvas continuadas e horas de precipitação intensa, criaram-se, imperceptivelmente, condições para um rompimento brutal do equilíbrio biostático, numa reação violenta (...) (Cruz, 1974, p 11) Assim, as cicatrizes, sulcos e ravinamentos seriam atribuíveis não apenas a situações climáticas pretéritas em fase de solifluxão generalizada, diferentes da atual, mas também provocadas por processos atuais de sistemas morfogenéticos de áreas quentes e úmidas, aliados às influências estruturais. Isto possibilita supor que, a partir da formação das escarpas, de origem tectônica, seu recuo e evolução (...) se fez e se faz atualmente, à base dos processos de movimentos de massa. Estes são acentuados pelos declives e independem das diferentes situações paleoclimáticas (Cruz, 1974 p 104). A evolução desta paisagem se processa quase independente das oscilações climáticas que têm caracterizado o Quaternário no Brasil de Sudeste e Sul (Cruz, 1974 p 165). A acumulação de tais depósitos (de pés de escarpa) não se faria necessariamente em condições climáticas mais secas que as atuais. Também em climas úmidos as áreas de pé-de-escarpa estão submetidas a esses processos de acumulação e ao mesmo tempo de desgaste (Cruz, 1974 p 71). (...) raras ocorrências (de depósitos piemônticos), na área de pesquisa seriam atribuíveis a épocas mais recuadas do Pleistoceno, uma vez que não teriam condições de permanência nos sopés de vertentes escarpadas. Podem formar-se atualmente, como foi observado após os acontecimentos de março de 1967, portanto não estariam necessariamente ligados a condições climáticas mais secas que as atuais (Cruz, 1974 p 165). Cicatrizes, sulcos, ravinamentos já recobertos por capoeiras seriam atribuíveis não apenas a situações climáticas pretéritas (em fase de solifluxão generalizada, diferente da atual), mas também, à situação climática presente, à base dos movimentos de massa (Cruz, 1974 p 165).

Sobre os agentes que dominam esse tipo de morfogênese, seu modo de atuação e o resultado de sua ação, Cruz assim se expressa:

Em áreas de grandes declives como a Serra do mar, os movimentos de massa existem continuamente, fazendo parte integrante da evolução do relevo. Apesar da tendência atual das vertentes à mamelonização, os movimentos de massa também contribuem para torná-las angulosas (...) criam concavidades na própria capa detritica e desmancham em parte o arredondado das formas memelonadas, caracterizadas por uma convexidade superior e espessamento nas vertentes médias e inferiores (Cruz, 1974 p 104).

Sobre o modo de ocorrência dos movimentos de massa, Cruz informa que:

Nessas vertentes, a migração de material é comandada pela natureza dos processos bioquímicos que por sua vez vão provocar processos mecânicos, reptação, solifluxão, escoamento superficial e deslizamentos (Cruz, 1974 p 133). Quando o manto de alteração se apresenta espesso, é ele que sofre imediatamente os efeitos dos escorregamentos” (Cruz, 1974 p 136). No caso de declives abruptos, muitas vezes o manto superficial está em contato direto com a rocha sã ou quase sã; é então neste contato que as águas subsuperficiais se situam e são zonas preferenciais de escorregamentos (Cruz, 1974 p 147). O rastejo é acelerado por solifluxão ou deslizamentos nas horas de chuva (Cruz, 1974 p 149).

No que respeita à questão da importância da ação antrópica, Cruz escreve:

Com referência à catástrofe de 1967, o fenômeno foi de tão grande amplitude que seria impossível atribuí-lo apenas aos cortes de estrada ou aos desmatamentos e mesmo dar-lhes maior importância. A amplitude dos acontecimentos foi de âmbito muito superior ao de uma pequena faixa (...) Foi um fenômeno areolar, com maior concentração numa área de 180 km², na maior parte recoberta por uma reserva florestal, enquanto a faixa da estrada abrange apenas algumas dezenas de metros de largura (Cruz, 1974 p 103). Portanto não é só a ação antrópica que ocasiona descidas de material em ondas agressivas (...) Também a aceleração da dinâmica dos processos morfogenéticos na paisagem, independentes da ação humana, desencadeia tais processos (Cruz, 1974 p.151).

Sobre o papel da cobertura vegetal, Cruz destaca o fato de que:

Todas as escarpas da Serra de Caraguatatuba no vale do Santo Antonio, estão cobertas pela mata como reserva florestal do Estado. Mesmo assim boa parte dessa reserva foi destruída, em algumas horas, por ação do escoamento superficial violento, favorecido pelos declives, provocando escorregamentos, por ocasião das chuvas de 18 de março de 1967 (Cruz, 1974 p.54). Entretanto a floresta impede acumulações de colúvios espessos e movimentação do material alterado, a não ser por deslizamentos, em geral violentos (Cruz, 1974 p 151)

Adiante, Cruz apresenta uma tese polêmica, que contraria o usualmente aceito, embora anteriormente esboçada por outros autores como Usselman citado por Bigarella e Becker (1975 p 199) e Flaccus e Brown e Sheu, citados por Prandini *et al* (1976 p.49):

A retirada da floresta e a degradação da camada superficial favorecem uma impermeabilidade que acentua o escoamento superficial e diminui a possibilidade de deslizamentos. Zonas de pastos ou de capoeiras ralas (...) resistiram aos escorregamentos, enquanto nas áreas circunvizinhas, recobertas pela floresta, a movimentação de massas foi grande. Este fato pode ser explicado pelo peso e altura das árvores em vertentes de declives fortes e a movimentação dos horizontes superficiais do solo onde elas se fixam. Entretanto, se um terreno descoberto apresentar fissuras de ressecamento, ravinas, poderá favorecer o movimento de massas (Cruz, 1974 p.159).

E sobre a “variabilidade” dentro da “normalidade” climática:

Um dos exemplos dessa irregularidade seria o último decênio no Estado de São Paulo: apresentou seca acentuada em 1963, contrastando com verões surpreendentemente chuvosos como o foi, por exemplo, o de 1966-1967 (Cruz, 1974 p 113). Os anos ou séries de anos que apresentam chuvas de excepcional intensidade são intercalados em épocas ou anos mais secos (Cruz, 1974 p 120). Períodos de anos com chuvas bem distribuídas revezam-se com períodos em que a pluviosidade aumenta e se concentra em quantidade e intensidade, ocasionando índices pluviométricos excepcionais, capazes de desencadear novos desequilíbrios (Cruz, 1974 p 12).

Nas conclusões de sua tese, Cruz (1974) apresenta a seguinte explicação para as instabilidades: “As chuvas funcionam como agente lubrificante, rompendo o equilíbrio dessas massas detríticas que são deslocadas encosta abaixo” (Cruz, 1974 p.156)

Na polêmica entre catastrofismo e uniformitarismo, Cruz toma o partido do primeiro, na questão morfogenética: “Como é fato conhecido, não são as situações normais mas sim as excepcionais que fazem evoluir a paisagem” (Cruz, 1974 p 103)

Da conclusão final do trabalho de Cruz, retiramos o seguinte parágrafo:

A floresta destruída tende a se recuperar rapidamente, primeiro pelo aparecimento de tufos herbáceos, em seguida formações arbustivas, sobretudo nas zonas mais úmidas dos fundos de canais e de afloramento do lençol aquífero. Assim, pouco a pouco, pela renovação dos processos pedogenéticos, desaparecem as lesões das vertentes. A paisagem biotásica anterior foi interrompida por um momento resistásico, um tipo de resistasia pelicular, exatamente aquela considerada como das mais importantes (Cruz, 1974 p 167).

Esse trabalho de Cruz (1974) sobre as ocorrências de 1967 em Caraguatatuba, principalmente no que respeita à leitura feita por ela dos eventos e às conclusões retiradas, no entender do autor constitui a mais lúcida abordagem já tentada, em termos de evolução de encostas tropicais úmidas. Apenas no que se refere ao papel negativo da floresta na manutenção da estabilidade das encostas, em que pesem as observações locais feitas pela autora, a experiência do autor e a lógica teórica levam a conclusões diferentes. Não parece que, nas situações correntes, o peso das árvores e a “movimentação do solo” por elas introduzido, mais o efeito de cunha também argumentado por outros autores (Prandini *et al* 1976 p.53) tenham, no cômputo geral, um efeito negativo maior do que o positivo representado pela estruturação do solo pelas raízes e o rebaixamento do lençol freático e ou a redução do teor de umidade resultante da sua ação de sucção. Só excepcionalmente, quando o regolito for tão delgado que condicione uma superficialidade extrema das raízes, associada a uma muito forte inclinação das encostas, que era, possivelmente, o caso, tal fato pode ocorrer. Consideramos, como Prandini *et al* (1976) que embora se possa argumentar com alguns itens negativos, o balanço “*net*” do papel da floresta é positivo, mas não garante, entretanto, indefinidamente a estabilidade das encostas, como o querem fazer crer outros autores como Meis e Silva (1968 p 55) e Bigarella e Becker (1975 p 198). Outro aspecto discutível é o “efeito lubrificante” da água, arguido por Cruz, como o responsável pelo desencadeamento das instabilidades. Já Terzaghi (1967 p 8) se insurgia contra esse suposto mecanismo, mostrando que muitos minerais, como o quartzo, por exemplo, possuem coeficiente de atrito molhado

superior ao seco e que o “efeito lubrificante” é obtido por uma delgada película que, no caso da água, existe “ao natural” nos solos, em nada sendo aumentado por um excesso desse líquido. Os verdadeiros mecanismos de ação da água no desencadeamento dos movimentos de talude são discutidos no item 4.1.4 desta dissertação e dizem respeito, basicamente, à redução das tensões de sucção nos solos e ou ao aumento das pressões neutras positivas por elevação do lençol freático ou ainda à redução da coesão por carreamento de ligantes ou, finalmente, ao efeito das pressões de percolação no sentido do sopé das encostas.

Um forte argumento a favor da linha de pensamento de Cruz (1974) foi apresentado por, Fúlfaro *et al* (1976 p 343-345). Esses autores, a partir do exame e datação radioativa (C 14), de testemunhos de sondagem da planície costeira em frente a Caraguatatuba, concluíram que nos últimos 8.000 anos ocorreram ali, pelo menos 5 grandes eventos de escorregamentos, o que dá um escorregamento a cada 1.350 anos. Como a ocupação humana “branca e predatória” só teve início, na região a, no máximo, 500 anos segue-se que a ela não podem ser atribuídos tais eventos. Por outro lado, fica difícil imaginar-se que um ciclo, tal como o proposto por Bigarella *et al* (1965 p 104 a 107) que inclui uma mudança (ou flutuação) climática de úmido para seco com potencial para liquidar completamente a vegetação, seguindo-se os deslizamentos, e logo após outra mudança (ou flutuação), de seco para úmido, para tornar a recuperar a vegetação e refazer a espessura do regolito possa ocupar somente 1.350 anos e, mais ainda, que cinco desses ciclos tenham ocorrido nos últimos 8.000 anos.

4.1.2.4 Os “derretidos” de 1974 na serra de Maranguape/CE

Guidicini e Niebble (1976 p 14-15) descrevem o evento de 29 de abril de 1974, ocorrido na vertente sudeste da Serra de Maranguape, como uma típica “avalancha de detritos”. Segundo esses autores, a região da Serra de Maranguape, um maciço granítico que se eleva a 920 metros, apresenta elevados índices de pluviosidade durante os meses de “inverno” (janeiro a maio). O regolito desenvolvido é espesso, atingido 15 metros.

A escarpa sudeste, voltada para a cidade de Maranguape e abrupta em sua parte mais elevada, apresenta **perfil côncavo com inclinação diminuindo gradativamente em direção à base da encosta**. O material deslocado pelo escorregamento, algumas dezenas de milhares de metros cúbicos, era constituído pelo manto de alteração e continha elevada percentagem de matações e grandes blocos subarredondados de até algumas dezenas de metros cúbicos. O movimento se iniciou nas proximidades do topo da Serra, em torno da cota 720, por um escorregamento translacional que **removeu o solo contido numa área em forma de anfiteatro**. A massa deslocada foi adquirindo velocidade crescente, percorreu um fundo de vale numa extensão da ordem de 1.600 metros, destruindo diversas residências e ceifando doze vidas e foi se

estabilizar na cota aproximada de 260 metros, onde o talude natural tem inclinação de cerca de 7°, formando corpo de talus (Guidicini e Niebble, 1976 p 15).

Segundo Guidicini e Niebble, as áreas contíguas também sofreram avalanches e escorregamentos de proporções inferiores e sem vítimas, tendo o rio que atravessa a cidade de Maranguape sofrido intenso assoreamento pela acumulação da **fração fina removida subsequentemente do corpo de talus**. Eventos de escorregamentos são tão comuns na região que possuem o sugestivo nome de “derretidos” (Guidicini e Niebble (1976 p 15). Esses autores atribuem os eventos de 1976 à ação preparatória da elevada pluviosidade e dos desmatamentos.

Ponçano *et al* (1976) no resumo de seu trabalho sobre o mesmo evento afirmam que “A utilização predatória das encostas da Serra para cultivo de bananeira (...) foi o fator que conferiu caráter catastrófico aos escorregamentos, que são, de outra forma, **processos naturais na evolução do modelado da Serra**” (Ponçano *et al*, 1976 p 323). Mais adiante, esses autores afirmam que “os escorregamentos são um **atributo da morfogênese de regiões escarpadas de regiões tropicais úmidas**” (Ponçano *et al*, 1976 p 323). À página 325, Ponçano *et al* (1976) descrevendo a geomorfologia da região citam “amplos **anfiteatros** subdivididos, por sua vez, em circos de erosão menores (...) à meia encosta [dos quais] dispõem-se massas de **talus** sujeitas à escorregamentos [que] dispõem-se com duas inclinações diferentes: na parte superior são mais abruptos, com maior percentagem de matacões e nas partes baixas são mais suaves”. “Processos locais de **descalçamento de blocos por remoção de finos** são muito comuns na zona de talus”. Nas Considerações Finais de seu trabalho, Ponçano *et al* (1976 p 333) assim se expressam: “Vale ainda lembrar que os escorregamentos são **processos normais** na evolução das encostas da Serra de Maranguape. A forma das encostas e a marca de escorregamentos antigos, bem como depósitos correlativos de piemonte o demonstram”. Sobre as causas dos eventos, Ponçano *et al* (1976 p 333) concluem que “A **extensão e o caráter catastrófico** dos escorregamentos, por sua vez, acham-se ligados ao crescimento de **devastação** de encostas íngremes florestadas, cujo clímax se deu no final da década de 60”.

No início da vida profissional, o autor teve oportunidade de trabalhar, durante um ano, no Ceará, ocasião em que conheceu a Serra de Maranguape, considerada, junto com o Cariri, um “oásis” dentro do semiárido do Estado. Trata-se de uma região que, mercê de sua elevação, possui um microclima muito particular, semelhante ao das Serras do Sudeste Brasileiro. Não é,

pois, de estranhar-se que apresente o mesmo tipo de comportamento em termos de evolução do relêvo. A descrição dos autores, bem como a fotografia que ilustra a descrição (p 15) são, de sobejo, claros, no que concerne ao tipo de relevo onde ocorreu o evento. Trata-se de uma vertente côncava, originada de movimentos anteriores de talude, como nos moldes antes discutidos, sendo ele, pois, apenas, mais uma recorrência, dentro da sequência evolutiva, cujo modelo é apresentado no item 4.3.2 da presente dissertação. É de estranhar-se, outrossim, que os autores, apesar de citarem a ocorrência constante de movimentos de taludes e afirmarem que tal processo faz parte da morfogênese local, falem em “circos de erosão”. Como em outras descrições de eventos, fica clara, neste caso, a ocorrência de lavagem seletiva de finos, subsequente aos escorregamentos que ocorreram em clima úmido e da qual resultam depósitos de materiais grosseiros subparalelos à encosta, semelhantes aos descritos por Lehman (1960 p 4), além de outros autores adiante discutidos. Fica claro, também, do texto de Ponçano *et al* (1976) que o desmatamento fez parte, como auxiliar e acessório - embora muito importante no presente caso - do “processo-gatilho” fundamental que foi o evento pluviométrico, sendo a causa básica, o intemperismo e a acumulação de regolito. É claro que, uma encosta em que a vegetação se desenvolve o suficiente para permitir que o regolito se acumule, de acordo com o anteriormente discutido, ao sofrer a retirada daquela, deixa a cobertura não rochosa totalmente sem sustentação e com tendência a escorregar de forma “catastrófica”. O que é importante ter-se em mente, é que mesmo com vegetação, fatalmente os escorregamentos viriam a ocorrer, só que usualmente, sob a forma de eventos mais localizados, não estando, entretanto, afastada a possibilidade de eventos “catastróficos” desde que que eventos pluviométricos suficientemente fortes os desencadeassem.

4.1.2.5 Os escorregamentos de 1974 na região de Tubarão/SC e norte do Rio Grande do Sul

Bigarella e Becker (1975 p 191), discorrendo sobre movimentos de massa, em geral afirmam que os mesmos “ocorrem frequentemente em áreas montanhosas ou colinosas, sendo caraterísticos de áreas antropicamente degradadas” e que “no passado, antes da influência humana, tinham um controle climático e um caráter cíclico” (Bigarella e Becker, 1975 p 191). Mais adiante afirmam que :

(...) condições climáticas **devem** ter sido responsáveis por deslocamentos generalizados e extensivos, do manto de alteração sobre o qual cresce a floresta” (Bigarella e Becker, 1975 p 192). Para acelerar os movimentos de massa, é **necessária** uma perda da vegetação para facilitar a ação da água, perda esta que

deveria ser causada por deterioração climática (semi aridez) ou por atividade antrópica (Bigarella e Becker, 1975 p 192). Sob a cobertura florestal dos dias atuais, movimentos rápidos são **restritos e ocorrem apenas em taludes de grande inclinação ou em áreas degradadas por atividade humana** (Bigarella e Becker, 1975 p 192). No Brasil, todos os eventos catastróficos relacionados a movimentos de massa ocorreram em relevo muito acidentado, entretanto, no passado, movimentos de massa ocorreram também em encostas de baixa inclinação, conforme documentado por colúvios ou depósitos correlativos (Bigarella, 1975 p 195).

Bigarella e Becker (1975 p 199) atribuíram os escorregamentos às “tensões gravitacionais que formariam planos de cisalhamento suscetíveis de serem lubrificados a um limite crítico de saturação pela água” e que a água “favoreceria o alívio de tensões internas pela lubrificação de planos de cisalhamento e iniciaria os movimentos de massa” e colocam-se contra a posição de Usselman (1968), por eles citado, cuja posição é de que as florestas não representariam um obstáculo aos movimentos de massa.

Especificamente, sobre os acontecimentos ocorridos em março de 1974, no Sul de Santa Catarina, informam que os mesmos danificaram severamente as áreas de Tubarão, Araranguá, Mampituba, Criciúma, Serra Geral e Laguna, tendo resultado de uma chuva que em Urussanga foi de 742 mm em 16 dias, sendo 251,7 em 24 horas, quando a precipitação média anual, na região, é de 1558 mm e de 532,2 mm em 17 dias, sendo 240,2 em 24 horas, em Laguna, para uma média anual de 1564 mm. (Bigarella e Becker, 1975 p 200).

A cidade de Tubarão foi parcialmente submersa pela enchente e os danos foram consideráveis em toda a área (Bigarella e Becker, 1975 p 200). As enchentes carregadas de lama, derivada de muitos escorregamentos, destruíram, praticamente, todas as pontes na região de Tubarão. Em muitas áreas as estradas foram danificadas, bem como uma ponte rodoviária em São Ludgero e uma ferroviária em Orleães (Bigarella e Becker, 1975 p 203). Em seu movimento no sentido do sopé das elevações, as avalanches de materiais rudáceos destruíram muitas casas e mataram muitas pessoas e animais (Bigarella e Becker, 1975 p 204). Areia e seixos cobriram vales na estrada Tubarão-Gravatal (Bigarella e Becker, 1975 p 205).

Adiante, afirmam que “muitos dos fenômenos dos dias atuais retrabalharam mantos coluviais antigos” e que aconteceram “recorrências de movimentos de massa em praticamente as mesmas localidades dos tempos do Pleistoceno Superior” (Bigarella e Becker, 1975 p 201).

Quanto aos escorregamentos, eles ocorreram “frequentemente nas secções médias e inferiores das encostas. As cicatrizes são retas, rasas e estreitas. Na região de Tubarão, muitas vezes os escorregamentos afetaram a porção alta das encostas, causando grandes quedas de blocos (*rock falls*)” (Bigarella e Becker, 1975 p.201). Segundo ainda Bigarella e Becker, observações posteriores mostraram que os eventos climáticos de baixa intensidade que se seguiram “foram suficientes para retrabalhar os depósitos, transportando seixos e areias e produzindo agradações em depressões próximas, enquanto que os grandes matacões e blocos

permaneceram como “*lag deposits*”. “A planície aluvial do rio Tubarão foi consideravelmente agradada: em muitos locais com espessuras de 0,6 a 1,5 m de areias em leques aluviais e de 0,3 a 0,6 m, ou mais, de siltes e argilas na planície” (Bigarella e Becker, 1975 p 202).

A região afetada, segundo a descrição de Bigarella e Becker, é constituída geologicamente por rochas graníticas.

O autor, à época dos acontecimentos acima descritos, trabalhava em um projeto, de ligação rodoviária entre a região serrana do Rio Grande do Sul e o litoral (Rodovia Aratinga-Torres) e teve oportunidade de presenciar a destruição completa da localidade de Vila Broca, situada ao pé da Serra. Na casa paroquial dessa vila estava acampada a equipe que trabalhava no Projeto. As fortes chuvas provocaram desabamentos nas encostas da Serra Geral (escarpa basáltica), criando barramentos que acumularam água por um certo tempo, barramentos esses que, ao romper-se, afogaram completamente a vila, tendo a equipe se salvado no telhado da igreja, que foi o único prédio a permanecer, após a catástrofe. O caminhão F-4000 que servia à equipe foi arrastado por mais de 100 metros e jogado de encontro a uma árvore onde permaneceu de borco. O lugar onde se situava a vila foi transformado em uma planície recoberta por seixos, matacões e grandes blocos imersos em um mar de lama, no interior da qual passou a correr um rio, constituído por canais anastomosados. Teve a ocasião de sobrevoar, também, nessa ocasião, o lago de lama amarelada, em que se transformou a cidade de Tubarão, que assim permaneceu por algumas semanas.

O que chama a atenção, nos conceitos emitidos por Bigarella e Becker, no trabalho acima, é que esse autores citam a tese de Cruz, apresentada em 1972 e publicada em 1974, e mantém a posição de alguns trabalhos anteriores (Bigarella *et al* 1965, Mousinho & Bigarella, 1967 e Bigarella e Mousinho.1967) no que se refere à necessidade de modificações climáticas e ou ação antrópica para o desencadeamento de grandes movimentos de massa, quando, no citado trabalho de Cruz, como foi visto, fica absolutamente claro que tanto aquela como estas foram absolutamente desnecessárias para os acontecimentos de Caraguatatuba. Mais ainda: segundo Cruz, as áreas florestadas foram as que mais sofreram, fato esse já reportado anteriormente pelo relatório do USGS para os escorregamentos da Serra das Araras. Do mesmo modo, a encosta da Serra que desabou e afogou Vila Broca era constituída de floresta praticamente intacta, uma das últimas reservas desse tipo existentes no Rio Grande do Sul. De vez que se tratava de “Tópicos para Discussão” nada mais lógico do que, pelo menos fosse colocada a posição contrária de Cruz sobre os conceitos emitidos pelos demais autores citados

Embora, como foi dito, a floresta represente usualmente um papel positivo em termos de estabilização de vertentes, esse papel estabilizador possui limites, mesmo porque os escorregamentos, quando não provocados artificialmente, constituem-se em um processo geológico impossível de ser sustado, tal como a erosão ou o vulcanismo. Parece também estranho que ao descreverem com riqueza de detalhes o processo de lavagem e seleção do material oriundo de escorregamentos que ocorreram em plena vigência de clima úmido, resultando em depósitos de materiais rudáceos, selecionados, sobre as encostas, não achem a possibilidade de que depósitos similares, mais antigos, possam ter tido origem similar. Por outro lado, os dados a respeito das chuvas que resultaram nos eventos reportados pelo autor reforçam, mais uma vez, o fato de que “eventos pluviométricos anormais” em relação à média considerada normal são suficientes para causar grandes reesculturações de encosta, sem necessidade da ocorrência de fases climáticas diferentes. Quanto à causa dos escorregamentos, Bigarella e Becker, à semelhança de Cruz, utilizam a “lubrificação pela água” como agente. Finalmente, quanto à afirmação de que apenas encostas muito íngremes ou sujeitas à degradação pela ação antrópica são suscetíveis de escorregar, o evento ocorrido em outubro de 1991, próximo a Palmeira no Paraná, descrito a seguir, se encarregou de mostrar que ela não corresponde à realidade.

4.1.2.6 A interrupção da BR-277 próximo a Palmeira/PR em 1991

Em 31 de outubro de 1991, a imprensa escrita do Paraná noticiava o seguinte fato: “Queda de barreira no começo da madrugada de ontem, provocou a interrupção do tráfego na altura do Km 161 da BR-277, trecho Curitiba-Palmeira. Quatro veículos foram arrastados pela enxurrada, sofrendo danos materiais, mas sem registro de feridos” (Gazeta do Povo) e “(...) cerca de 300 metros de pista sumiram, misturados à lama” (Correio de Notícias).

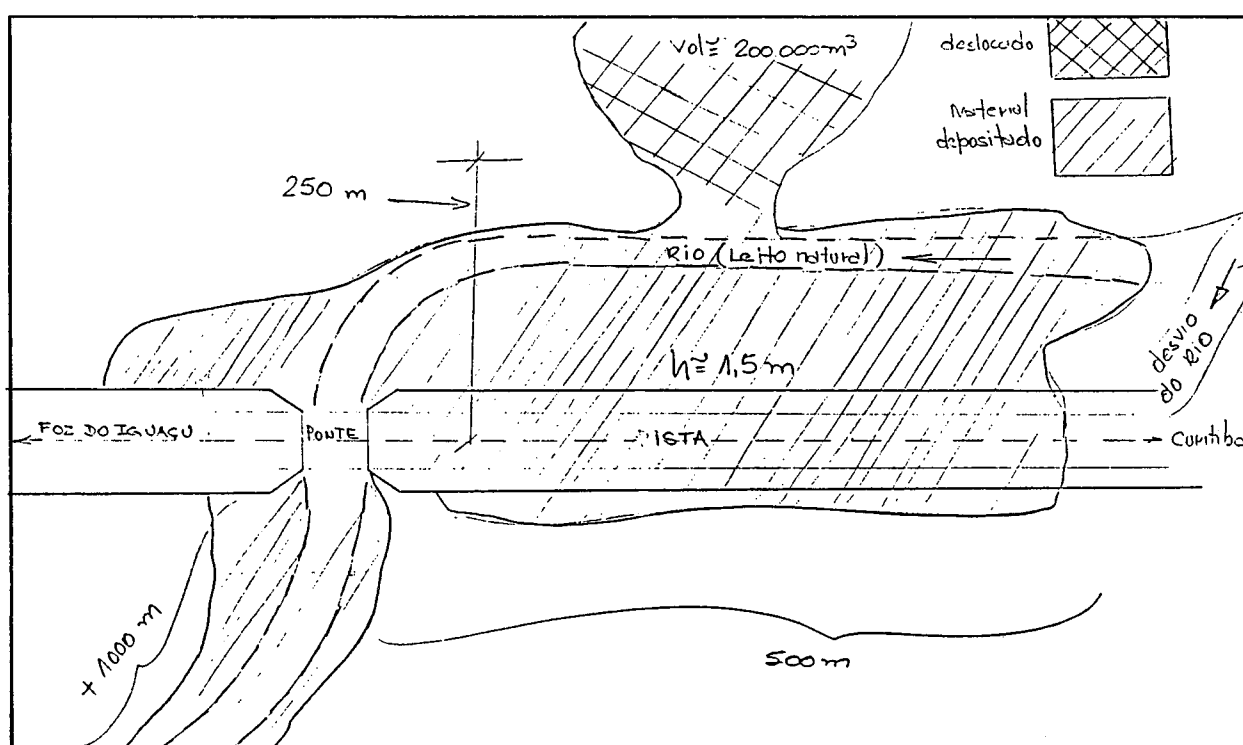
Informações da Secretaria da Agricultura e Abastecimento do Estado do Paraná (Paraná, 1991) por solicitação do DNER, deram conta de que entre 1^o e 31 de outubro caíram, no local, 191 mm de chuva, sendo 4,6 no dia 30 e 17,6 no dia 31. A descrição do acidente, efetuada pelo Engenheiro Chefe da Residência do órgão à qual estava afeto o problema, foi a seguinte:

deslizamento de um volume aproximado de 200.000 m³ de argila orgânica, depositada sob folhelho alterado, provinda de um talude natural com inclinação de mais ou menos 30%, de uma distância de 250 metros do lado direito da pista que, inicialmente, preencheu mais de 1.000 metros o leito de um rio situado paralelo à pista, inclusive sobre a ponte, com vão de 6,0 metros, e posteriormente depositando-se sobre a

pista e os acostamentos, numa extensão de 500 metros e com altura média de 1,0 metro, causando o aprisionamento de quatro veículos (duas carretas e dois carros de passeio) que, na hora, trafegavam pelo local. (Massuchetto, 1991)

O “croquis” do acidente, desenhado pela equipe do DNER, na ocasião, é mostrado na Fig. 39.e as fotos Fig. 40a e b, tiradas após o acidente, dão uma idéia da encosta afetada e do material mobilizado.

Figura 39: CROQUIS DO ACIDENTE OCORRIDO EM OUTUBRO DE 1991 NAS PROXIMIDADES DA BR-277, ENTRE PALMEIRA E IRATI NO PARANÁ DESENHADO POR ENGENHEIROS DO DNER



O autor teve ocasião de, a convite do DNER, visitar o local do acidente de outubro de 1991, que interrompeu a BR-277, próximo a Palmeira, no Paraná, por cerca de 15 dias e teve, na ocasião, a oportunidade de fazer as seguintes observações:

- o acidente ocorreu em local geologicamente constituído por rochas sedimentares: folhelhos e folhelhos com contribuição orgânica, pertencentes ao Grupo Itararé, glacial, de idade Paleozóica, parcialmente alterados e em atitude sub-horizontal, tal como o mostra a foto Fig. 39a.

Figura 40a: ASPECTO DO ESCORREGAMENTO ACONTECIDO EM OUTUBRO DE 1991 PRÓXIMO À BR-277 ENTRE PALMEIRA E IRATI NO PARANÁ



Figura 40b: ASPECTO DA REGIÃO ONDE OCORREU O ESCORREGAMENTO DE OUTUBRO DE 1991. OBSERVAR QUE A ESTRADA SE SITUA A JUZANTE DO MESMO



- a topografia, no local, é suave e colinosa e a vegetação é constituída por campos limpos, nada indicando ter havido modificação nesta última por ação antrópica, pelo menos desde 1950 conforme o mostra o mapa de vegetação (Paraná, 1988 p 23) e provavelmente nem anteriormente a esta data, nem qualquer corte ou outra intervenção que alterasse a primeira (Fig 40b);

- a estrada situa-se a juzante, a cerca de 250 metros, como citado no relatório do DNER , **do outro lado do rio**, em nada tendo afetado a encosta desestabilizada tendo sido apenas um participante passivo dos efeitos do escorregamento;

- ao lado da cicatriz escavada na ocasião, pode-se verificar a existência de outras cicatrizes antigas, resultantes certamente de outros acidentes similares.

A conclusão óbvia, neste caso, é de que o escorregamento que ocorreu é um evento natural, nada tendo a ver com ação antrópica, modificação climática, evento sísmico etc, e resultou da saturação do regolito pelo evento pluviométrico, aliás de proporções, até certo ponto, modestas. Note-se neste caso, que não há encostas íngremes, como citado pela maioria dos autores para justificar a ocorrência de instabilizações de encostas tropicais. Vale aqui lembrar, a propósito da ação de grandes eventos pluviométricos em regiões tropicais, colinosas de subsolo sedimentar (Arenito Caiuá) a ocorrência em Terra Roxa, também no Estado do Paraná, de rachaduras no solo e em construções, rupturas de muros e de encanamentos, entortamento de janelas e quebramento de vidros, por fenômenos associados a “colapso” de solos, em 1983. O autor, por solicitação da Secretaria do Interior do Estado do Paraná, teve ocasião de estudar esse fenômeno que foi, na ocasião, noticiado pela imprensa como de natureza sísmica e relacionado ao enchimento da Hidrelétrica de Itaipu. Este estudo foi apresentado ao 5º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia.

Aparentemente, a opção pela necessidade de paleoclimas semiáridos, para explicar os mecanismos de evolução das vertentes tropicais em climas úmidos, deve-se a algumas observações do tipo: “na paisagem atual, a importância dos movimentos de massa é reduzida e limita-se às vertentes de maior declividade” (Bigarella *et al*, 1965 p 114), afirmação esta que só pode ser devida à inexistência, à época, de um retrospecto de eventos como o que se dispõe atualmente ou à uma paixão semelhante à que levou Tricart a fazer a afirmação antes citada, sobre a não ocorrência de matacões nos rios das serras brasileiras. Na sequência de seu

raciocínio, Bigarella *et al* (1965 p 114) afirmam que: “ao examinarmos a estrutura subsuperficial da topografia hodierna, verificamos que os fenômenos de solifluxão foram generalizados e tiveram importância excepcional no passado recente, **ocorrendo mesmo em declividades muito fracas**. Os vestígios deste processo **refletem-se na topografia sob a forma de cicatrizes, sulcos ou amplos ravinamentos em forma de berço**”. Mais adiante, entretanto, afirmam: “as condições climáticas reinantes na fase de solifluxão extensiva não são, ainda, bem conhecidas. Apresentam-se duas possibilidades: ou teria havido uma **pluviosidade maior** do que a atual ou uma flutuação climática para o sêco, com precipitações mais concentradas” (Bigarella et al 1965 p 114). Aí cabe a pergunta, porque não **eventos pluviométricos mais fortes do que a média**, como ocorre atualmente, para explicar as feições observadas? Finalmente, é importante outra observação desses autores: “as evidências de campo indicam ter havido mais de uma fase de solifluxão generalizada, reativando-se o processo ciclicamente”, o que, no entender do autor, milita muito mais a favor de eventos excepcionais, do que, necessariamente, de fases.

4.1.2.7 Os acidentes na região norte de Santa Catarina e as reesculturações das encostas do vale do rio Iguaçu/PR em 1983 e 1992

Em 1993, a serviço do Departamento de Estradas de Rodagem do Estado do Paraná, teve, o autor, oportunidade de estudar diversos problemas de instabilidades que afetaram a rodovia PR-446, que liga a BR-153 à cidade de Porto Vitória, no Sul do Estado. Essa rodovia desenvolve-se praticamente em toda a sua extensão ao longo da encosta que constitui a vertente direita do vale do Rio Iguaçu. Essa encosta possui forma retilínea-convexa e é constituída geologicamente, em sua porção basal, por litologias arenosas da Formação Botucatu e, em sua porção média e superior, por litologias basálticas da Formação Serra Geral e seus produtos de alteração. Localmente é a planície aluvial que serve de suporte total ou parcial para o leito da estrada. Dessa posição peculiar, adveio, conforme constatado, a maioria dos problemas que afetou a rodovia. É, entretanto, importante frisar-se o fato de que a maioria deles não eram devidos a qualquer desequilíbrio provocado pela rodovia sobre a encosta; antes pelo contrário: na maioria dos casos, esta sofreu os efeitos dos processos que afetaram aquela, em razão de sua posição peculiar. No Km 4,5, por exemplo, a rodovia foi encoberta por um escoamento tipo fluxo úmido de material argiloso, entremeado com matacões, que se iniciou

no dia 28 de maio de 1992 , continuando bastante forte por todo o dia 29 e se estendeu, com menor intensidade, por cerca de uma semana. O movimento que se iniciou na porção culminante da encosta e se estendeu até sua porção inferior - deixando esta última e a porção média recobertas por uma camada de cerca de 1 metro de material proveniente da porção alta - é mostrado na foto Fig. 41. A sequência do fluxo escavou canais tanto no material “*in situ*” como no depositado pelo movimento. Sobre a plataforma da estrada, o material depositado era removido pelo DER/PR, durante todo o período que durou o evento. Praticamente todo o material teve sua origem em um “*landslide*” que ocorreu no capeamento basáltico, mais precisamente no solo argiloso, com abundantes matacões em que ele se havia transformado nesse local.(Fig 42), e teve como gatilho a ocorrência de fortes precipitações pluviométricas que saturaram a camada argilosa. O condicionamento local que levou à instabilização é mostrado no esquema Fig 43. Uma vez desencadeado o movimento, o solo saturado e desestruturado, escoou como fluxo encosta abaixo, afetando desse modo a rodovia. Esse tipo de ocorrência é comum na área, sendo conspícuos vários outros locais que sofreram o mesmo tipo de instabilidade, durante as grandes chuvas de julho de 1983, bem como em outras ocasiões anteriores, conforme relato dos moradores. É interessante observar-se que toda a encosta, mesmo em sua porção basal constituída de arenito, apresenta uma cobertura de argila de origem basáltica, paralela à topografia, (vd Fig 41) cuja origem deve estar ligada a fenômenos similares ao observado. No Km 7,2 ocorreu, na mesma ocasião, uma espécie de fluxo de detritos, ao longo de um vale torrencial, totalmente preenchido por grandes blocos e matacões, mostrando ocorrências anteriores desse mesmo tipo de evento. No Km 12,2 a instabilização inicial ocorreu em julho de 1983 e foi reativado em maio de 1992, não tendo chegado, entretando, nesta segunda ocasião, a atingir a rodovia. O tipo de movimento foi idêntico ao descrito para o caso do Km 4,5, tendo-se obtido do morador local a informação de que a encosta, por ocasião de sua instabilização inicial, era completamente recoberta por vegetação natural de grande porte, incluindo araucárias e imbuías.que foram derrubadas e encobertas pelo material escorregado. A verificação da veracidade dessa informação foi possível, pois se constatou a presença de grande número de troncos semi enterrados e atualmente parcialmente expostos nas ravinas de erosão cavadas por ocasião do segundo movimento. Evidências de instabilizações de enormes tratos de terra são encontradas também no Km 13,5 , que segundo o morador do local, ocorreram em julho de 1983. Essas rupturas atravessam a pista em forma atenuada e deslocam-na numa extensão de cerca de 200 metros.

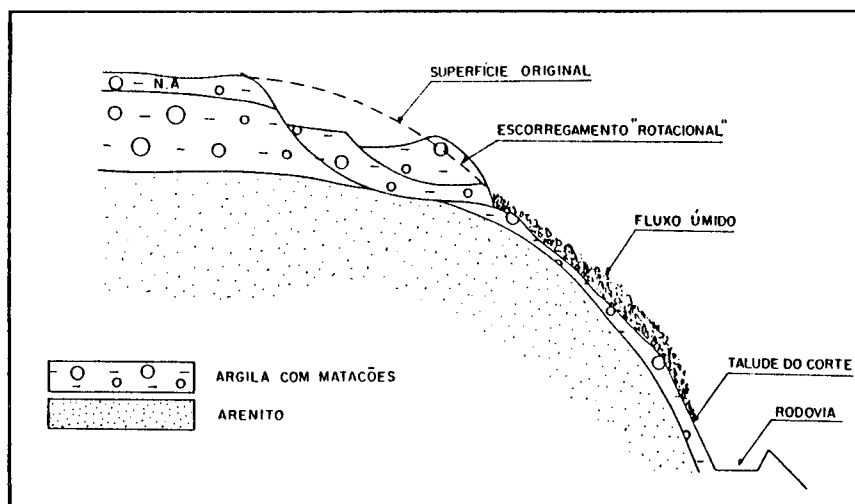
Figura 41: FLUXO ÚMIDO QUE DESCEU A ENCOSTA DO KM 4,5 DA RODOVIA PR-445 A PARTIR DE 28 DE MAIO DE 1992 - LITOLOGIA: ARENITO COM CAPEAMENTO BASÁLTICO



Figura 42 ASPECTO DO "LANDSLIDE" DESENVOLVIDO NO TOPO DA ENCOSTA DO KM 4,5 DA PR-445 QUE FORNECEU O MATERIAL AO FLUXO MOSTRADO NA FIGURA 41



Figura 43: ESQUEMA ILUSTRATIVO DO CONDICIONAMENTO GEOLÓGICO DO MOVIMENTO DE MASSA DO KM 4,5 DA PR-445



Por ocasião das grandes chuvas de julho de 1983, que resultaram em terríveis inundações em cidades como Blumenau e União da Vitória, toda a região que inclui esta cidade bem como, General Carneiro e mais ao sul, Campos Novos, Curitibanos e Joaçaba, no Estado de Santa Catarina, foram sentidos efeitos, sob a forma de escorregamentos, fluxos, estufamentos e outros tipos de instabilidades (Figs 44 e 45), inclusive em regiões de topografia colinosa (Fig. 44). Ficou famosa, na ocasião, a imagem captada por um canal de televisão do Paraná, em que uma jamanta Scania Vabis desceu com um aterro, que se desmanchou como num passe de mágica, na BR-476 próximo a União da Vitória. Serras como a de Corupá em Santa Catarina, os morros ao redor de Blumenau, e as encostas do vale do Iguaçu “escoavam” como um líquido viscoso, tanto em locais antropizados como em locais “virgens”, dando um espetáculo semelhante ao descrito por Cruz para o caso de Caraguatatuba. As rodovias BR-153, BR-470, BR-376 e BR-101 foram por tal modo afetadas que o DNER teve de criar um programa especial de reconstrução em regime de emergência. A BR-153, no norte de Santa Catarina, após esses eventos, parecia-se com as fotos de estradas afetadas por movimentos sísmicos, sendo que muitos desse defeitos testemunham, até hoje, esses fatos, pois permanecem sem conserto.

Figura 44: ESTUFAMENTO DE UMA COLINA CONSTITUIDA POR MATERIAL ARGILOSO (LATOSSOLO) DE ORIGEM BASÁLTICA OCORRIDO DURANTE AS CHUVAS DE 1983 Foto tirada próximo a Curitibaanos SC



Figura 45: FLUXOS ÚMIDOS OCORRIDOS EM 1983, LOCALIZADOS EM ANTIGAS CICATRIZES DE ESCORREGAMENTO: REGIÃO FLORESTADA PRÓXIMA A UNIÃO DA VITÓRIA PARANÁ



4.1.2.8 Os movimentos de encostas de 1988 e 1992 na região urbana de Petrópolis/RJ e seus antecedentes

Almeida *et al* (1993 p 129), iniciam seu trabalho “Análise correlativa entre chuvas e escorregamentos no Município de Petrópolis, RJ”, com a seguinte frase : “(...) as **chuvas** são o **principal agente deflagrador** dos movimentos de massa (...)” e mais adiante (p 130), continuam “(...) as **transformações ocasionadas pelo homem** na ocupação das encostas podem **interferir** significativamente na sua estabilidade.”

Segundo esses autores, por causa da ocupação “houve alteração nas condições de estabilidade das encostas, refletida

- no “aumento de escorregamentos com o tempo, especialmente escorregamentos de grande intensidade”;
- na “diminuição nos valores de chuva que deflagram escorregamentos (...)”
- no “desordenamento na distribuição dos escorregamentos” em termos de patamares de chuva desencadeadoras;

Infelizmente os autores acima não trazem quaisquer detalhes sobre os escorregamentos de Petrópolis e nem foi possível arranjá-los em outra fonte. Entretanto duas observações são pertinentes ao trabalho de Almeida *et al* (1993). Em primeiro lugar a caracterização que fazem da **chuva** como **agente deflagrador** e da **ocupação humana** como **agente interveniente**, que é correta. Em segundo lugar, é importante a contribuição apresentada através de dados reais, do efeito da ocupação humana em termos de facilitação das instabilizações, via desmatamento, modificação das características geométricas das encostas, aumento da carga, modificação das condições hidrogeológicas e outros efeitos porventura importantes. Em termos geológicos, pode-se dizer que a região de Petrópolis no momento se encontra em fase de busca de uma situação de equilíbrio com as novas condições - que são extremamente dinâmicas - através da redução das espessuras de regolito e da inclinação e altura das encostas, o que significa que, se de repente se decidisse abandonar a cidade e reflorestá-la totalmente, quase certamente, durante um largo lapso de tempo não ocorreriam escorregamentos, pois o “Fator de Segurança” das encostas subiria bastante acima da unidade. A longo prazo, entretanto, o decaimento dos parâmetros de resistência continuaria e o regolito se espessaria além do limite da estabilidade e os escorregamentos voltariam a ocorrer, retomando-se o ciclo normal de

evolução das encostas, a menos que alguma modificação climática viesse a ocorrer nesse período.

4.1.2.9 Alguns títulos da literatura técnica de interesse para a questão

Lehmann (1960 p 1), discorrendo sobre “formas de tipo circo glacial” existentes na região de Itatiaia, cita Martonne (1943), que as atribuiu a uma “glaciação diluvial”. Lehman, entretanto, em razão de não encontrar outras evidências de glaciação, como morainas, e “como os depósitos de tipo moráinicos dos blocos arredondados são facilmente explicáveis pela decomposição esferoidal das rochas, a qual é evidente em todos os seus estágios” afirma que “a interpretação dos vales suspensos e fechados como sendo circos glaciais deve ser, por enquanto, considerada com a maior reserva [embora sobre as rochas se estenda] uma capa de material detrítico transportado” (Lehmann, 1960 p 1). Ainda Lehmann, falando sobre a Serra da Mantiqueira, cita a ocorrência de depósitos “formados por débitos rochosos angulares e achatados”, que “mostram todas as características dos legítimos **depósitos de solifluxão**”, o mesmo ocorrendo “na localidade de Campos do Jordão” (Lehman, 1960 p 2). Mais adiante, Lehmann, para tentar justificar uma possível origem glacial para tais depósitos, elabora uma complicada teoria, em que a ocorrência de uma extraordinária pluviosidade (2.500 mm), juntamente com o “isolamento” do Itatiaia, poderia explicar “a posição extraordinariamente baixa do limite da neve glacial no local” (Lehman, 1960 p 2).

Outras observações interessantes de Lehmann referem-se à ocorrência de “sulcos bem pronunciados sobre os matacões e sobre os remanescentes de rochas desprovidas de crosta de decomposição”(Lehman, 1960 p 2). Mais adiante falando sobre suas observações no Vale do Paraíba, cita a ocorrência, para ele inexplicável, de um “fino porém consistente depósito de cascalho”, que “acompanha de modo aproximado as formas do terreno e que às vezes se adelgaça até uma espessura centimétrica e às vezes preenche bolsões”(Lehman, 1960 p 3). Lehmann afirma que essa feição lhe fez lembrar duas possibilidades: um **enriquecimento seletivo por lavagem**, ou um “**véu de solifluxão** na margem de montanhas médias”, formado por “**movimentação de massas acumulativas** sobre encostas mais ou menos íngremes” (Lehman, 1960 p 4). No caso em tela, Lehmann lembra um mecanismo tipo “solifluxão tropical” proposto por Ruellan, “talvez **ligado ou acompanhado de uma lavagem seletiva** do material mais fino” (Lehman, 1960 p 4), o que parece estar de acordo com Rudberg (1958 e

1962 in Young, 1978 p 60): “uma marcante orientação de pedras, no sentido da encosta, tem sido observada em locais de solifluxão comprovada”. Mais adiante, para explicar tal feição, Lehmann postula a necessidade de um clima diferente, possivelmente semi-árido, embora “seus conhecimentos e experiências” não fossem suficientes para imaginá-lo: **talvez** um clima semi-árido de lavagens superficiais (Lehman, 1960 p 4 e 5). Esta explicação de “condições morfológicas ambientais ou morfoclimáticas diferentes das atuais”, segundo Meis e Silva (1968 p 55) para a origem de tais depósitos foi, anteriormente, utilizada por Tricart (1959) e, posteriormente, por outros autores como Ab’Saber (1962), Bigarella *et al* (1965), Mousinho e Bigarella (1965) e posteriormente pelos próprios Meis e Silva (1968 p 55).

No entender do autor, as posições de Martonne (1942) e Lehmann (1960) são bastante lógicas, considerando-se as origens e as experiências de ambos, provindos que eram, de regiões de climas temperados e ou frios, devendo-se ainda ressaltar a honestidade de Lehmann ao opor reservas à origem glacial dos anfiteatros, com aspecto similar aos gerados nessas condições. Na realidade, movimentos coletivos de solo semelhantes aos atualmente ocorridos em todas essas regiões resultam em formas perfeitamente iguais a eles, conforme tem sido mostrado no presente trabalho, sendo, portanto, perfeitamente lógico que a esses movimentos, sejam os anfiteatros atribuídos (Fig. 27, 40 e 42).

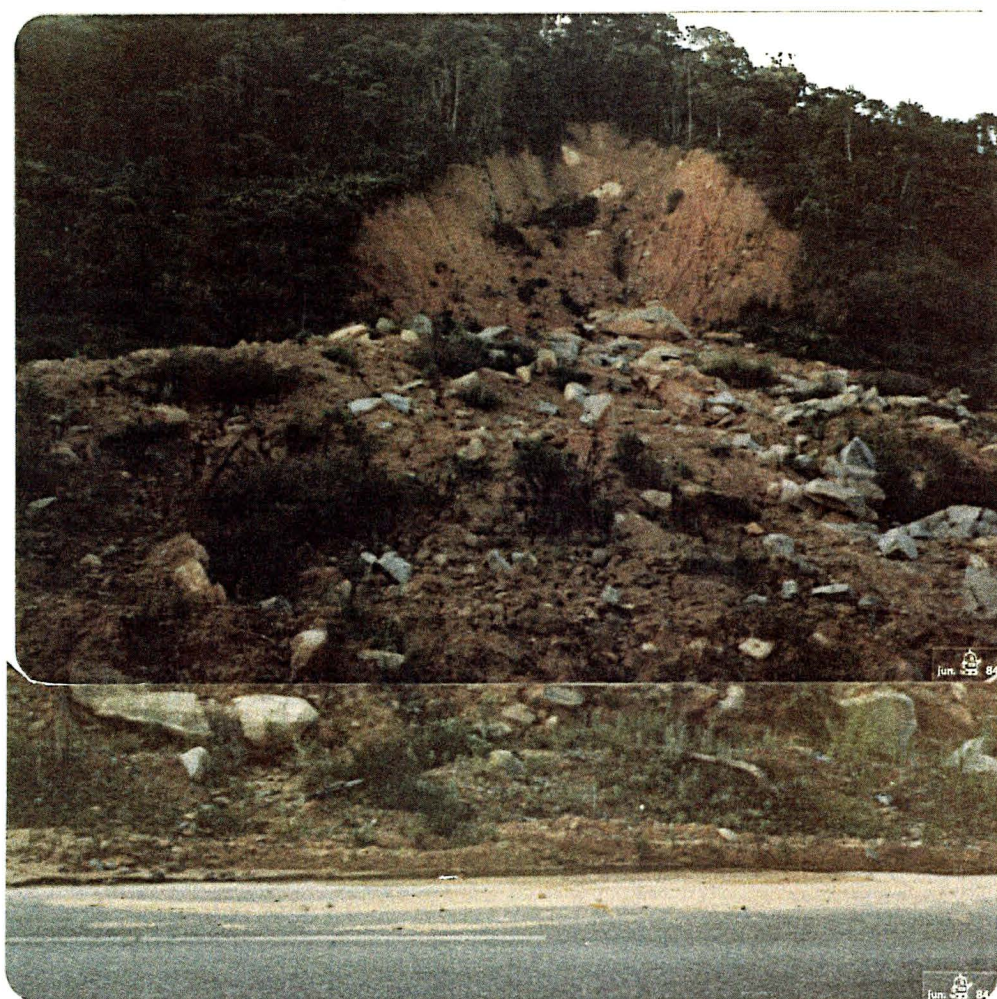
Quanto aos depósitos serem tidos como de solifluxão - que, para esses autores, representa um tipo de movimento ligado ao degelo, que é a definição original do termo - também é fácil de entender-se, dentro do mesmo contexto. Tais depósitos podem entretanto, ser, também explicados pela ocorrência de movimentos coletivos, não necessariamente de solifluxão, no sentido original do termo, mas simplesmente, escorregamentos ou fluxos de solos, nas condições de clima úmido como o atual. Esse tipo de origem explica também os sulcos “*pseudo-lapiez*” no dizer de Lehmann (1960 p.3), que possivelmente sejam “*slickensides*” oriundos do movimento de escorregamento. A sequência fotográfica a seguir apresentada, de um escorregamento de talude de corte na Serra do Mar, no Estado de São Paulo, mostra a forma da cicatriz resultante e o depósito que se forma no pé, que é posteriormente lavado pelas águas de chuva. (Figs. 46a e b).

Finalmente, uma ocorrência do tipo da descrita pelo Relatório do USGS para a Serra das Araras, antes transcrita, pode também, explicar o horizonte de cascalhos, que acompanha a topografia e modifica sua espessura, mas mantém-se por uma larga área, e que era inexplicável,

Figura 46a: ASPECTO DE UM ESCORREGAMENTO DE CORTE OCORRIDO NA BR-116 NA REGIÃO DA SERRA DO AZEITE EM SÃO PAULO.



Figura 46b: DETALHE DA FOTO ANTERIOR MOSTRANDO A FORMA DA CICATRIZ E O “DEPÓSITO DE MATERIAL GROSSEIRO” RESULTANTE DO ESCORREGAMENTO E POSTERIOR LAVAGEM PELA CHUVA



para Lehmann. Do mesmo modo, a presença de uma “camada de cascalhos formada por seixos de micaxisto completamente decomposto e avermelhado, que repousa sobre lamas recentes”, tal como descrito por Cailleux e Triccart (1959 p 4), pode ter origem semelhante: “vertentes transformadas em ‘*badlands*’ e fundos de vales recobertos por um mar de lama” (Relatório do USGS, p 12) e não ser devida a alternâncias de fases úmidas com fases secas, como proposto por aqueles autores.

A tendência de os movimentos coletivos repetirem-se no mesmo local, ainda que, usualmente sob forma algo diversa, deve-se ao simples fato de que, ao ocorrer um escorregamento, o material remanescente “*in loco*” representa uma condição de estabilidade limite (tal como discutido no item 4.3.2), facilmente reinstabilizável, pela simples redução dos parâmetros de resistência dos solos, ou ainda, pela facilidade com que a cicatriz côncava concentra água, favorecendo a geração de processos erosivos e fluxos, tal como mostrado nas Figs. 27, 45 e 51 bem como pelo “descalçamento” lateral das vertentes convexas remanescentes (Fig. 50). Este fato é também reportado pelo Relatório do USGS (p 8 e 12) por Meis e Silva (1968 p.62) no relato sobre os escorregamentos de 1966 e 1967, no Rio de Janeiro, por Cruz (1974 p.15 e 156), no caso de Caraguatatuba e por Bigarella e Becker, no caso dos eventos de Tubarão (1975 p 201). Por outro lado, a ocorrência de grandes “catástrofes” de escorregamentos simultâneos, ou quase, de encostas, levando a uma “reesculturação geral” das mesmas ao longo de uma grande área, provocados por grandes eventos pluviométricos, semelhantes aos acima citados, não pode ser encarado como um fato excepcional, tendo-se em vista sua repetição em períodos curtos, mesmo em termos humanos, tal como mostrado no item 4.2. A idéia de Lehmann acerca da origem por “solifluxão tropical” não estava, portanto, longe da verdade, não havendo, entretanto, em princípio, necessidade de clima semiárido para explicá-la, visto que, nas condições climáticas atuais tal fato ocorre. Esse tipo de origem explica não só a semelhança dos níveis de cascalho encontrados, com a topografia atual, como os espessamentos e afinamentos desse horizonte de materiais grosseiros, que tanto perturbou Lehmann.

Meis, em seu trabalho de 1981, apresentou uma sensível mudança de posição, em relação a estudos anteriores no que concerne à importância da questão climática na origem dos “depósitos coluviais” existentes no Planalto Sudeste do Brasil: “ainda que algumas delas (linhas de seixos) possam eventualmente representar testemunhos litológicos de antigos pavimentos detríticos ligados a pedimentos embrionários (...), a maioria parece documentar

transformações paleohídricas de menores amplitudes ou, talvez, **simples variações no regime hidrológico**” (Meis *et al*, 1981.p 609).

No mesmo trabalho Meis *et al*, (1981), citando Meis *et al* (1975) informam que as “rampas de colúvio” descritas originalmente por Mousinho e Bigarella (1965) “não são cartografáveis apenas no domínio dos eixos das depressões do terreno”, mas “cada uma (...) observadas em associação com os degraus que acompanham a topografia dos eixos dos vales, tendia a se prolongar encosta acima, até as zonas de cabeceiras de **anfiteatro** (...)”. “A unidade morfológica resultante assume uma forma caracteristicamente côncava para o alto” (Meis *et al*, 1981 p 605). Adiante, descrevendo uma secção de “complexos de rampa”, Meis *et al* (1981 pp 607) mostram que a mesma está constituída por “várias unidades coluviais”, que “a sequência assenta em inconformidade direta sobre quartzitos de idade precambriana” e que “os contatos são todos erosivos e delineados por alinhamentos descontínuos de grânulos e pequenos seixos angulosos de quartzo”. À página 610, outra secção descrita, apresenta em sua porção basal, “**blocos e seixos angulosos de quartzo, além de fragmentos grosseiros de gnaiss alterado**”, além de outra unidade, constituída por “concentração de seixos subarredondados e angulosos de quartzo”. Também aqui, “os materiais coluviais são separados por alinhamentos descontínuos de grânulos de quartzo” (Meis *et al*, 1981 p 610).

Às páginas 611 e 612, Meis *et al* (1971) descrevem a “pobreza relativa em feldspatos” presentes no solo, bem como a “participação dominante de caulinita e gibbsita” entre os argilo minerais presentes, além de que “o grupo de minerais considerados ‘estáveis’ atingiu (...)teores que variaram entre 45 e 60% enquanto que a classe dos ‘meta-estáveis’ nunca ultrapassou os 20%”. Ora, essa mineralogia **nunca** seria representativa de condições climáticas semiáridas, mas é indicativa de condições de **intensa lixiviação**. A conclusão que se impõe, a partir das observações de Meis *et al* (1981), é que os chamados “complexos de rampa” nada mais são do que **depósitos** de sucessivos eventos de **escorregamentos**, ocorridos em **clima úmido**, em que, entre um e outro, ocorreu erosão e **lavagem seletiva de finos**, por ação dos próprios eventos pluviométricos que lhes deram origem, e ou de outros subsequentes, facilitados pela remoção da cobertura vegetal, ocorrida durante esses eventos “catastróficos”.

A título de curiosidade, parece importante reportar o fato de que Dietrich e Dorn (1984) trabalhando no norte da Califórnia, em região com temperatura média anual de 15° C e precipitação de 940 mm anuais, concentrados, predominantemente, entre outubro e maio, portanto em condição climática diferente da que é o objeto do presente modelo, descrevem anfiteatros

(*hollows*) - cuja origem é atribuída a escorregamentos do substrato rochoso - parcialmente preenchidos por depósitos - que “são esvaziados periodicamente por recorrentes ‘*landslides*’ e reenchidos por colúvios, provindos de áreas ao redor” (Dietrich e Dorn, 1984 p 147). Segundo esses autores, “cerca de 20-40% da bacia é recoberta por esses anfiteatros, parcialmente preenchidos” e “uma camada de cascalho bem característica recobre o fundo de muitos desses anfiteatros” (Dietrich e Dorn, 1984 p 148). A fotografia aérea, de um desses “*hollows*”, que aparece à página 150, é - a exceção da vegetação circundante - em tudo, similar às feições descritas como “anfiteatros”, “nichos” ou “alvéolos” por diversos autores, nas mais diversas regiões do Brasil tropical e subtropical e que são, ao que tudo indica, nada mais do que cicatrizes de antigos escorregamentos. Com base nesse trabalho e em outras observações - ainda que sem querer incorrer na tentação de, a partir de escassas informações, tirar conclusões apressadas sobre realidades, para o autor pouco conhecidas - sente-se que as semelhanças são muito grandes, para que não se ouse imaginar, pelo menos a nível de hipótese, que o modelo pelo qual se propugna, tem uma aplicação maior que a previsão original.

4.1.2.10 Algumas tentativas de correlação de eventos pluviométricos e escorregamentos, a nível nacional e internacional

Guidicini e Iwasa (1977 p.70) estudaram as correlações entre alguns grandes eventos pluviométricos ocorridos nas serras do Mar e de Maranguape, e os correspondentes movimentos por eles desencadeados e concluíam que

- episódios de chuva intensa, superiores a 12% da pluviosidade anual, concentrados em 24 ou 72 horas, são capazes de, por si só, conduzir o meio a um grau de saturação crítico e desencadear instabilidades, independentemente do histórico anterior;
- episódios representativos de 8 a 12% da pluviosidade anual, necessitam de histórico anterior de pluviosidade para atingir a instabilização;
- episódios com até 8% da pluviosidade anual não levam à instabilização, mesmo com histórico anterior de pluviosidade;
- episódios superiores a 20% da pluviosidade anual costumam ser catastróficos.

Almeida *et al* (1993 p 132) concluíram, para o caso de Petrópolis, que:

- a partir de 40 mm de chuva começam a ocorrer eventos com 1 a 5 escorregamentos;
- na faixa de 90 mm os eventos incluem entre 16 e 30 escorregamentos;

- a partir de 150 mm os eventos comportam escorregamentos em número maior que 30.

Tatizana *et al* (1987 p 226) relatam outras correlações efetuadas por outros técnicos para outros locais (precipitações limite para desencadeamento de instabilidades): Endo (1970) em Hokkaido, 200 mm/dia; Campbell (1975) em Los Angeles, 262 mm/evento de chuva; Nielsen *et al* (1976) em Alameda County (Califórnia), 180 mm/evento de chuva; Govi (1976) em Bacino Padano (Itália) 100 mm/3 dias; Eyles (1979) em Wellington City (Nova Zelândia), 50-90 mm/evento de chuva, com 100mm grandes deslizamentos; Brand *et al* (1984) em Hong Kong, 70 mm/hora, mostrando a universalidade desse tipo de ocorrência **em clima úmido**.

4.3. O modelo e suas decorrências de caráter prático

4.3.1 Considerações gerais

Embora, como anteriormente referido, não seja objeto do presente modelo a fase inicial da evolução das encostas, quando as mesmas ainda são constituídas por material rochoso, algumas observações sobre o assunto serão expostas aqui. Inicialmente, parecem fundamentais, no modo como se intemperizam e conseqüentemente como evoluem as encostas rochosas em clima tropical e subtropical úmido, a textura, a estrutura, a composição química e mineralógica e a distribuição, forma e densidade das diaclases da rocha.

As rochas texturalmente constituídas por grãos mais finos são mais facilmente atacadas quimicamente, em função da maior relação área/ volume dos grãos e da maior densidade de ligações intergranulares que favorecem a penetração da água; do mesmo modo, “defeitos” texturais, como microporos, amígdalas, vesículas, microfissuras etc. favorecem o processo.

A sequência de alteração dos minerais em superfície conhecida como “Série de Goldich” é a inversa da sequência de cristalização de Bowen (Macedo e Lemos, 1961 p.25), o que é lógico, seguindo-se que as rochas ultramáficas são as mais suscetíveis, seguindo-se as básicas e posteriormente as ácidas. A presença de vidro leva a uma rápida alteração das rochas, em razão de sua baixa estabilidade.

Em termos de estrutura, todas as feições planares, como a estratificação e a xistosidade e, em menor grau, o bandeamento, têm marcante influência no processo. Assim, a espessura dos estratos, sua homogeneidade ou heterogeneidade, o modo como os mesmos se alternam, sua atitude e o modo como são seccionados pela topografia apresentam marcante influência no

processo, do mesmo modo que feições planares não originais da rocha, mas superimpostas, como falhamentos, dobramentos e intrusões de diques. Estratos com diferentes resistência ao intemperismo, quando empilhados alternadamente em atitude horizontal, tendem a produzir vales com vertentes em patamares, como é o caso das encostas constituídas por derrames basálticos superpostos, onde as “camadas” vesiculares/amigdalóides cumprem o papel de estrato mais suscetível ou alternâncias de arenitos e siltitos, como no caso das encostas constituídas geologicamente pela Formação Rio do Rasto ou Itararé. Estratos, capeados por uma camada mais competente que as inferiores, como o caso de arenitos, crostas lateríticas, ou mesmo derrames basálticos espessos, quando horizontais, geram feições tipo mesa e quando pouco inclinados, “*cuestas*” e, quando, com maior inclinação, “*hog-backs*”. Rochas sedimentares competentes finamente estratificadas e homogêneas, como folhelhos ou siltitos, ou ainda de baixo grau metamórfico, como filitos e xistos, quando inclinados em homoclinal, geram vales assimétricos. Quando, nessas sequências metamórficas, ocorrem intercalações por camadas e ou lentes de calcários e quartzitos, como no Grupo Acungui, produzem-se cristas alongadas sobre as litologias mais resistentes (quartzitos) e usualmente depressões sobre os calcários. Arenitos espessos, como os da Formação Furnas, geram encostas íngremes e vales em “*canyon*”, separando colinas largas e de topo convexo suave; quando apresentam camadas de diferentes graus de resistência, ou intercaladas com conglomerados, podem criar feições peculiares, como as “*guaritas*” na Formação do mesmo nome ou as conhecidas formas do Arenito Vila Velha. As mesmas combinações litológicas, quando inclinadas, criam “*hog-backs*” ou simplesmente patamares inclinados nas encostas. Resultados similares, em termos topográficos, são gerados pelas intrusões ígneas, como o caso dos diques de diabásio que podem apresentar-se como ressaltos topográficos quando encaixados em rochas menos resistentes ao intemperismo, ou simplesmente mais impermeáveis, como é o caso dos folhelhos, e produzirem rebaixos, em caso contrário; planos de falhamento comportam-se similarmente, na dependência de serem ou não silicificados.

No caso de rochas homogêneas, como os granitos ou os migmatitos homogêneos, o tipo de diaclasamento e a condição topográfica comandam a sequência de evolução: diaclases retilíneas e densas associadas à topografia suave tendem a produzir um manto espesso e homogêneo de alteração e, conseqüentemente, uma topografia colinosa, como ocorre na região de Castro, sobre o granito Três Córregos; diaclasamento pouco denso em região de topografia agreste (encostas de vales profundos e escarpados) tendem a produzir alteração ao

longo das diaclases, isolando blocos e matacões, como ocorre em regiões graníticas e gnáissicas da Serra do Mar ou em regiões basálticas fortemente tectonizadas e (por isso mesmo) profundamente dissecadas, como ao longo do vale do rio Piquiri. Em regiões onde predominam as diaclases curvas (convexas), paralelas à superfície do terreno, geradas, ao que se crê, por alívio de tensões, a tendência é a formação de encostas nuas, rochosas, isolando morros tipo “pão-de-açúcar”, dado que a água da chuva tem grande dificuldade em penetrar, pois as diaclases funcionam como um verdadeiro teto. A sequência de evolução, neste último caso, é constituída por um processo de alteração lenta, ao longo dessas diaclases, progressiva individualização das “cascas”, acompanhada de uma concomitante redução da resistência atritiva ao longo das diaclases e culminando com o rompimento das cascas à tração, e queda, por ação da gravidade, ao sopé dos morros, seguindo-se alteração mais acelerada pela imbibição mais constante, nessa nova situação.

4.3.2 Síntese do modelo desenvolvido

4.3.2.1 O modelo teórico

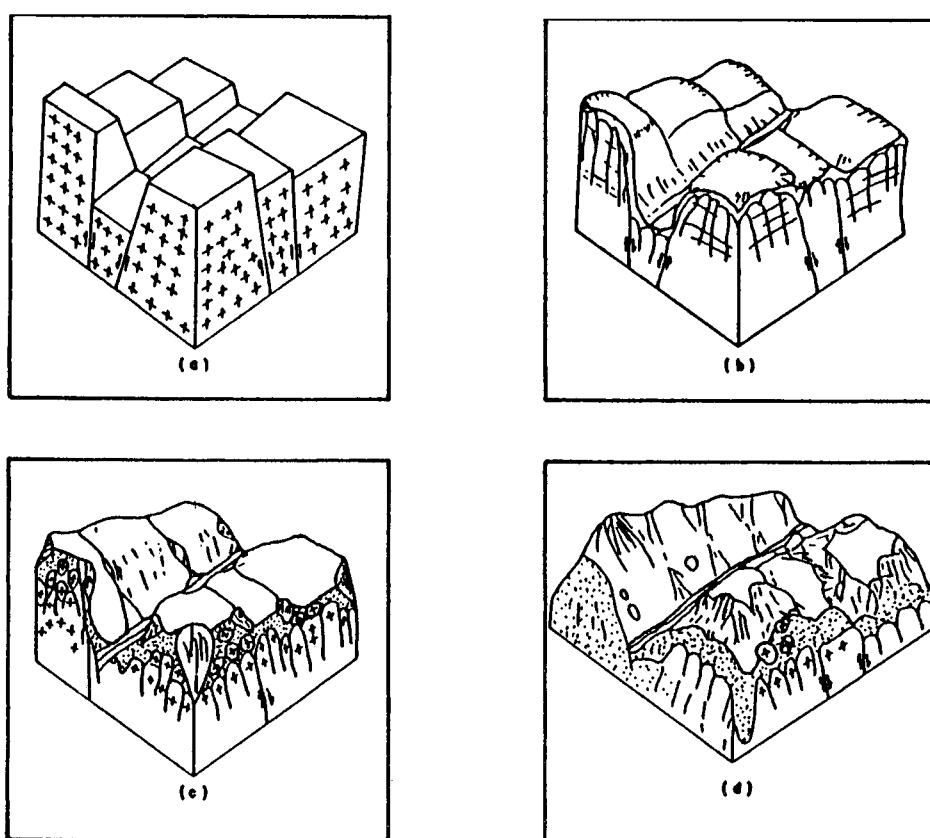
Inicialmente, cabe aqui registrar que Young (1978 p 78) cita um modelo de evolução de encostas tropicais íngremes florestadas, por ele chamado “ciclo de remoção do regolito”, atribuído a Freise (1938), Wentworth (1943, também citado por Carson e Kirkby, 1975 p 368) e White (1949) e posteriormente adaptado por Schweinfurth (1966) para regiões muito íngremes de climas temperados-frios. Embora o autor não tenha tido acesso a esses autores, a julgar-se pela descrição de Young, esse ciclo é muito semelhante ao que será proposto no presente modelo.

Como anteriormente discutido, o modelo que tentamos desenvolver inicia-se com o processo de intemperismo das rochas “*in situ*”, seguindo-se a evolução das encostas a partir desse ponto. Assim sendo, poderíamos utilizar qualquer região dentro da área tropical e subtropical, visto que, como foi dito, os processos são os mesmos para rochas ígneas, sedimentares ou metamórficas em regiões de topografia agreste ou suave, variando apenas - utilizando as palavras de Triccart - em “nuances”, como o tempo necessário e a intensidade dos “processos-gatilho”. Por uma questão de simplicidade, entretanto, imaginemos uma região qualquer, de litologia homogênea - granítica, por exemplo - afetada por um sistema de

falhamentos em bloco, sem nenhuma cobertura regolítica - apenas rocha sã - tal como representado na Fig 47a. Ao ser colocada em presença de um condicionamento climático quente e úmido, iniciar-se-á imediatamente a alteração superficial da rocha, com forte preponderância da ação de processos de natureza química e biológica, tal como o prevêm, os postulados da “geomorfologia climática”. Como resultado, ter-se-á a geração de um regolito predominantemente de natureza argilosa ou areno argilosa, que será imediatamente atacado pelos processos erosivos, resultando no arredondamento dos vértices e das arestas, no alargamento das fendas e diaclases, que tenderá, em última análise, para a mamelonização das formas, tal como o mostra a Fig. 47b. Ao mesmo tempo, iniciar-se-á a luta pela instalação da vida nesse local e, logo que houver um mínimo de condições, a vegetação irá estabelecer-se, em estágios de porte cada vez mais possante, até que se instale definitivamente a floresta tropical. A instalação da vegetação irá criando uma proteção cada vez maior para o regolito gerado, passando-se de uma condição de controle pelo intemperismo para uma de equilíbrio e, finalmente, para uma, de controle pelo transporte, que é plenamente atingida no último estágio florestal. A partir daí, a espessura de regolito irá crescendo, mantendo-se, entretanto, praticamente a mesma forma geral do modelado, a não ser por um arredondamento cada vez maior da porção superior das formas, em razão da atuação dos processos de rastejo e pela criação eventual de uma concavidade basal, resultante da uma pequena atuação superficial da água, incapazes, entretanto, de modificar o terreno com uma velocidade compatível com a geração de regolito pelo intemperismo. Ao mesmo tempo, entretanto, em que o regolito cresce, às expensas da transformação do material rochoso, ocorre um decaimento da resistência mecânica do material que o compõe. Em outras palavras, a “pele” das encostas, vai gradativamente se tornando instável, até que um evento pluviométrico “excepcional”, em termos da média climática considerada “normal” ou, excepcionalmente um outro “gatilho” qualquer, desencadeie rupturas que buscarão um novo perfil estável para as encostas. Essas rupturas serão “*landslides*” “avalanches” ou “fluxos”, na dependência do material e da condição de umidade em que ele se encontrar antes e durante a ruptura e poderão, mesmo, passar de um a outro tipo, durante o próprio evento. Elas ocorrerão preferencialmente ao longo das convexidades, que configuram as situações a atingirem, primeiro, a condição de instabilidade se o regolito for homogêneo e, neste caso, as cicatrizes terão secções principais que cumprirão a forma côncava teórica, iniciando-se verticalmente e suavizando-se gradativamente. Se o regolito não for homogêneo, as discontinuidades, que se constituem em

linhas de fraqueza, comandarão não só a forma das secções principais, como a forma total dos corpos envolvidos nos escorregamentos e suas características mecânicas médias, estabelecerão a sequência das instabilizações. As rupturas serão planares, se a espessura de regolito for delgada e a superfície da rocha, muito inclinada; constituirão cunhas, se houver estruturas planares convenientemente orientadas; tenderão ao desprendimento de blocos, se houver uma grande densidade de diaclasamentos orientados em planos diferentes e serão mistas, quando a superfície percorrer camadas homogêneas e heterogêneas de regolito .

Figura 47: ESQUEMA ILUSTRATIVO DO MODELO DE EVOLUÇÃO PROPOSTO



Ao ocorrerem os deslizamentos, que coincidem usualmente, como visto, com grandes eventos pluviométricos, a terra ficará desnuda e o carreamento de materiais pelas águas terá uma eficiência extraordinária, promovendo uma denudação generalizada do regolito, não só no local instabilizado como a jusante e a montante do mesmo. O material movimentado será transportado para baixo pela gravidade e pelas águas (e, neste último caso, será selecionado granulometricamente pela lavagem), até atingir um rio e ser por ele retirado, após perturbar sua condição normal, pela criação de obstáculos que modificam seu curso ou, simplesmente,

pelo aumento brutal de material a ser transportado. No caso de pequenas drenagens, os fragmentos maiores (blocos e matacões) acumular-se-ão nos vales, criando torrentes encachoeiradas e mesmo barragens temporárias. Nos casos em que as rupturas ocorrerem durante eventos não tão catastróficos, o material, depositar-se-á logo abaixo do local da ruptura ou, mesmo, parcialmente dentro dela, sendo, posteriormente, retrabalhado pelas águas superficiais, resultando em “mares de matacões” encontrados recobrimdo encostas. Durante o próprio evento, ou imediatamente após a ocorrência dos escorregamentos, o desconfinamento provocará uma redução da resistência coesiva e seguir-se-ão rupturas secundárias, remontantes, que suavizarão a extremidade superior das cicatrizes e farão com que elas se aproximem gradativamente do ápice das elevações, gerando vertentes côncavas, com extremidades superiores cada vez mais elevadas topograficamente, que irão “comendo”, gradualmente, as convexas, como o mostra a Fig 47c.

Após cada evento paroxístico periódico, desse tipo, e mesmo como sequência de cada pequeno evento de instabilização subsequente a chuvas “normais”, restabelecer-se-á a biostasia, e a vegetação voltará, gradualmente, a recuperar seus domínios; as formas resultantes tenderão a suavizar-se e arredondar-se de forma tendente à convexa; o regolito tenderá a espessar-se e, como consequência, aproximar-se novamente, de maneira gradativa, da condição de instabilidade, até que novas ocorrências catastróficas venham a manifestar-se, e o ciclo se reinicie. A cada ciclo, como resultado das instabilizações, porções convexas de encostas são isoladas entre porções côncavas, o que cria uma situação ainda mais instável para elas, visto que a área de sustentação se reduz, ao mesmo tempo em que a resistência intrínseca, também decai, tendo como consequência novas instabilizações e a geração de novas vertentes côncavas (Fig. 47d). Ao mesmo tempo, as vertentes côncavas existentes tornam-se sedes de processos de concentração de águas superficiais e subterrâneas, sendo acelerada, como consequência, a ação erosiva nesses locais que, quando da ocorrência de fortes aguaceiros, tornam-se palcos de movimentos tipo fluxo e de ravinamentos superficiais. A partir dos ravinamentos, por erosão remontante, podem gerar-se taludes cada vez mais elevados e, conseqüentemente, instáveis, que resultem em novos escorregamentos. Em sequência, a porção mais elevada das cicatrizes, que possui forte inclinação, em que pese a suavização subsequente creditada à ação continuada dos processos superficiais, torna-se cada vez mais instável e geram-se novos movimentos, fazendo com que a concavidade progrida ainda mais em direção ao topo das elevações. Nesse processo de ascensão, as concavidades suavizam as

inclinações das encostas e, ao atingir o cume das elevações, elas o rebaixarão. Ao mesmo tempo, entretanto, a geração de regolito continua, bem como o decaimento de suas características mecânicas, provocando novas sequências de instabilidades, até atingir-se uma condição de equilíbrio permanente. Nessa condição final, as encostas seriam certamente muito suaves, para poderem ser compatíveis com as características mecânicas “residuais” dos materiais, tal como mostrado por Skempton (1948 in Terzaghi, 1967). A tendência seria a de uma espécie de “peneplanização” ao estilo davisiano, ainda que por um mecanismo diverso, com o retorno e a permanência da convexidade das formas. Essa condição, entretanto, é apenas uma tendência (um “ideal”, no dizer de Bull 1975, p 1491) pois “ainda que seja óbvio que há uma tendência de reduzirem-se as grandes massas de terra a altitudes próximas do nível base, os dados quantitativos têm mostrado que as mudanças de nível base, têm mudado com rapidez suficiente, para impedir a criação de um peneplano” (Bull, 1975 p 1489-1490).

A permanência de regiões montanhosas litorâneas, como a Serra do Mar, dentro do modelo, dependeria, da ocorrência de perturbações periódicas do ciclo, por efeito de modificações do nível eustático e ou movimentações de caráter neotectônico, enquanto que, serras interioranas, como a Mantiqueira, dependeriam apenas do tectonismo, pois “as mudanças de nível de base podem afetar um vale por, talvez, 300 km, enquanto que o crescimento do relevo e, certamente as mudanças climáticas podem afetar o sistema fluvial inteiro” (Schumm, 1993 p 292). A ocorrência de eventos neotectônicos é, hoje, fato estabelecido (Fulfaro e Ponçano, 1974); Riccomini *et al*, 1984; Riccomini *et al* 1989; Hasui, 1990; Macedo *et al*, 1991; Saadi, 1993 e Cozzolino *et al*, 1994) e suas evidências, em termos geomorfológicos, são facilmente detectáveis em qualquer dessas duas serras, bem como em outros locais. Segundo Riccomini *et al* (1989 p 196), “os movimentos tectônicos continuaram até o Holoceno ou, pelo menos até 52.000 - 20.000 AP (Pleistoceno Inferior) (...) os movimentos tectônicos parecem ter sido bastante ativos - pelo menos como tectonismo residual - até a presente data”. Saadi (1993 p 7), discorrendo especificamente sobre as serras do Mar e Mantiqueira, assim se expressa: “o sistema de ‘*rift*’ gerado a partir do Oligoceno [apresenta] rejeito atribuível ao Pleistoceno, visto que em toda a serra da Mantiqueira mineira são comuns os vales quaternários suspensos e as deformações tectônicas em terraços fluviais”. Variações do nível do mar são também reportadas por diversos autores como Suguio *et al* (1976); Suguio *et al* (1985); Villwock *et al* (1986); Martin *et al* (1982) e Dominguez *et al* (1990), nos últimos 120.000 anos.

Nesses locais tectonicamente movimentados e por isso permanentemente rejuvenescidos, o topo das montanhas deveria ter, de acordo com o modelo, - e realmente têm - predominância de formas côncavas e agrestes e numerosas cicatrizes de escorregamento, depósitos de talus e concavidades entremeadas com convexidades. Ao contrário, em regiões não perturbadas tectonicamente e situadas longe do mar, a topografia deve evoluir no sentido de morrotes e colinas arredondados de vertentes convexas suaves, com raras feições côncavas. No primeiro tipo de relevo, as ocorrências de deslizamentos e outros tipos de movimentos de taludes seriam constantes e de grandes proporções, enquanto que no segundo, esporádicos e de proporções muito menores, o que também corresponde à realidade observada. .

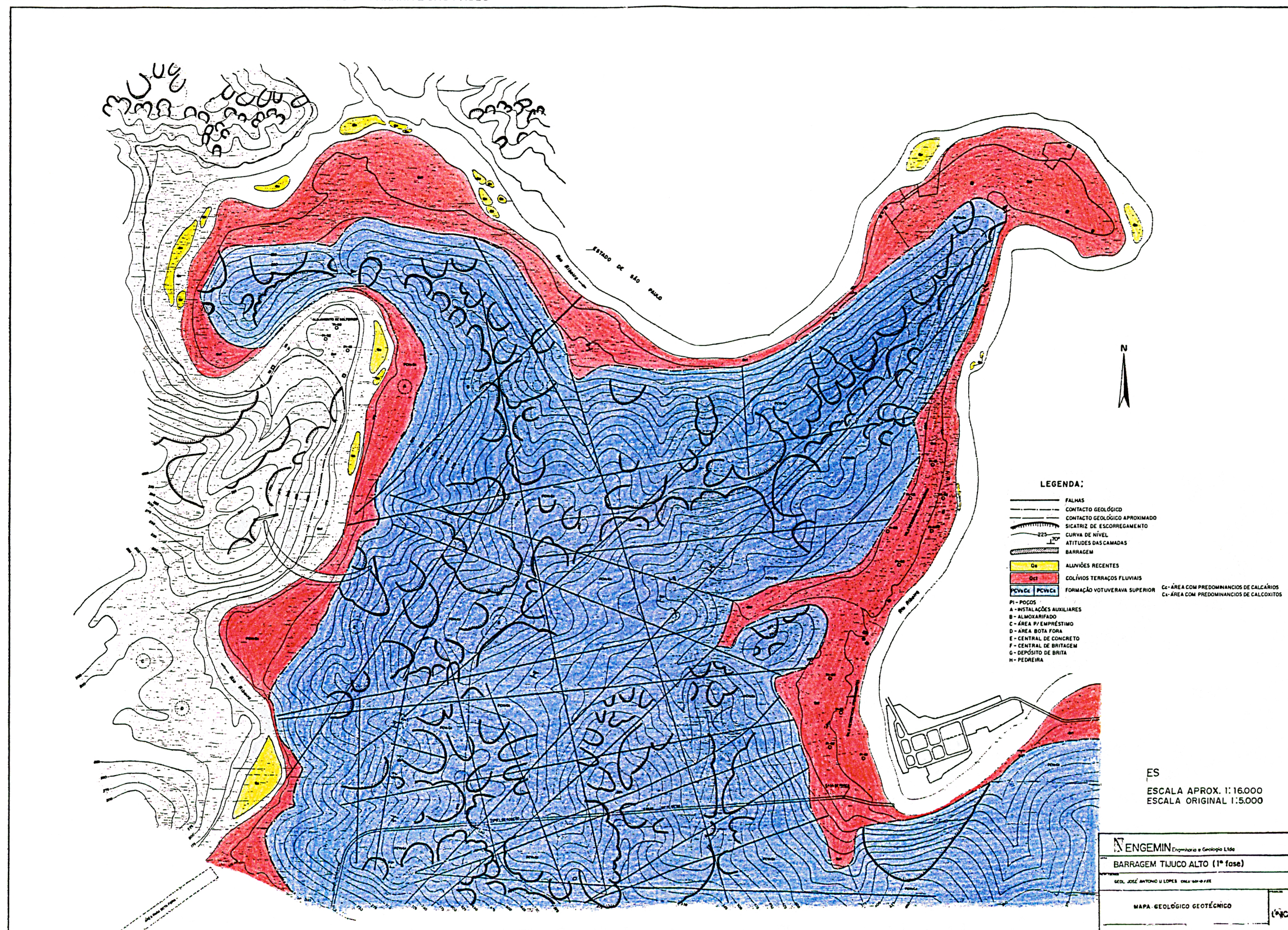
4.3.2.2 Um exemplo ilustrativo

O mapa geológico geomorfológico constante da Fig. 48 corresponde a uma área situada no vale do rio Ribeira, no limite entre os Estados de São Paulo e Paraná, estudada pelo autor, dentro do Programa de Manutenção da Estabilidade das Encostas, executado para o Aproveitamento Hidrelétrico de Tijuco Alto. Ele será utilizado para ilustrar, com um caso real, o modelo acima exposto.

A área é geologicamente constituída por litologias calcáreas, pertencentes à Formação Votuverava do Grupo Açungui, além de depósitos fluviais subatuais (terraços fluviais), aluviões e depósitos de encostas, recentes.

A tectônica rúptil é conspicua na área, representada por grandes falhamentos, que se resolvem em lineamentos nítidos nas fotos aéreas - tendo sido representados, os principais, no mapa - e em zonas densamente milonitizadas e brechiadas a nível de afloramento. As regiões cataclasadas, quando expostas ao intemperismo, resultam muitas vezes em uma massa caulínica de baixa densidade, cor clara e aspecto poroso, mostrando raramente indícios de circulação de água. Em alguns locais, ocorrem intrusões de rochas metabásicas ao longo dessas linhas, rochas que são, por sua vez, intrudidas por filões de quartzo leitoso, mostrando eventos de reativação de linhas tectônicas em períodos posteriores à sua geração. As atitudes das rochas em sua grande maioria, são concordantes com as lineações regionais, apresentando-se, entretanto, em muitos locais fora do padrão, por razões tectônicas. A tectônica dútil é evidenciada pela presença de dobramentos que variam desde microdobras

Figura 48: MAPA GEOLÓGICO GEOMORFOLÓGICO DO LOCAL ONDE SERÁ IMPLANTADO O APROVEITAMENTO HIDRELÉTRICO DE TIJUCO ALTO NA DIVISA ENTRE OS ESTADOS DO PARANÁ E SÃO PAULO



intracamadas, passando por estruturas detectáveis a nível de afloramento até grandes dobras identificadas em mapeamentos regionais.

Os terraços fluviais, cuja elevação acima do nível atual do rio Ribeira do Iguape atinge até 9 metros, são constituídos por argilas e lentes arenosas e de seixos alongados, semi-arredondados, das litologias locais, especialmente calcoxistos. Esses terraços se engranzam com colúvios e depósitos de escorregamentos, nas porções inferiores das escarpas. Algumas ilhas constituídas por aluviões quaternários são encontradas em alguns pontos do rio.

A presença de grandes cicatrizes de movimentos de taludes é facilmente detectada em fotos aéreas e, mesmo, em simples observação das encostas, tal como o mostram as fotos Figs. 50 e 51, sendo comuns as recorrências. Usualmente a sequência é constituída por movimentos tipo “*slides*”, que deixam cicatrizes em forma de folha, e ou “*slumps*”, que resultam em cicatrizes acanaladas. Sua associação com linhas tectônicas é conspícua na área bem como sua ascensão na topografia, chegando, algumas delas, localizadas em lados opostos das elevações, a quase se tocarem e eliminarem a porção convexa superior (Fig 48), tal como proposto no modelo. Esta última feição pode ser observada, também, na Fig 27.

Na Fig 50, é mostrado um movimento de talude em fase inicial de instalação, ocupando uma porção convexa entre duas côncavas que correspondem, por sua vez, a antigos escorregamentos. É claro, na fotomontagem, o intumescimento na porção inferior do maciço movimentado, indicado pela forma topográfica e pela perda da vegetação. O início da movimentação é indicado ao longo do traçado limitante da cicatriz pela presença de vegetação de maior porte ali instalada mercê das surgências de água formadas. Essa água, juntamente com a superficial, concentrada na porção côncava, é a responsável pelo surgimento da erosão em sulco, transforma em “erosão em degrau” pela presença e ação de terracetes, no seu interior. A manutenção desses degraus evidencia o rejuvenescimento permanente dos terracetes, produzido pela movimentação superficial do solo. A Fig 51 mostra um movimento de talude recorrente, ocorrido em passado próximo, já parcialmente estabilizado, situado a juzante de um movimento do mesmo tipo, mais antigo. Finalmente, a Fig 52 mostra anfiteatros (*hollows*) oriundos de movimentos de talude ainda mais antigos.

Estudos de regressão executados de acordo com a metodologia descrita no item 4.3.5 mostraram que os valores de c e ϕ que atendem à manutenção da estabilidade das encostas côncavas - e que conseqüentemente foram os desenvolvidos durante as rupturas que lhes deram origem- são da ordem de 56 KN/m^2 e 33° , respectivamente, enquanto que para as

Figura 49: ESCORREGAMENTO PROVOCADO POR SOLAPAMENTO FLUVIAL



Figura 50: RUPTURA INCIPIENTE EM ENCOSTA CALCÁREA CONVEXA SITUADA ENTRE DUAS VERTENTES CONCAVAS LOCALIZADA ÀS MARGENS DO RIO RIBEIRA DO IGUAPE



Figura 51: RUPTURA RECENTE EM FASE DE ESTABILIZAÇÃO EM ENCOSTA CALCÁREA PROXIMO AO RIO RIBEIRA DO IGUAPE - DIVISA SÃO PAULO - PARANÁ



Figura. 52: ANFITEATROS ORIUNDOS DE ANTIGOS MOVIMENTOS DE TALUDE EM ENCOSTA CALCÁREA ÀS MARGENS DO RIO RIBEIRA DO IGUAPE NA DIVISA SÃO PAULO - PARANÁ



vertentes convexas bastariam valores da ordem de 40 KN/m^2 e 32^0 respectivamente (vd item 7.2 Anexos). Esses valores estão de acordo com a teoria desenvolvida, pois considerando-se que o material das vertentes côncavas e convexas é o mesmo, estas possuem fator de segurança mais elevado, pelo menos em análise bidimensional.

4.3.3. Estimativa de estabilidade das vertentes a curto prazo.

Atualmente, de um ponto de vista puramente “qualitativo”, as vertentes tem sido classificadas como estáveis ou instáveis a partir de observações, como sejam: sua inclinação, seu material constituinte, a presença ou ausência de surgências de água e de indícios de movimentação dos solos e ou regolito, tais como fendas de tração, cicatrizes de antigos movimentos de talude, árvores inclinadas, “ondulações” da superfície etc.

Todos esses indícios, entretanto, quando não utilizados criteriosamente e preferentemente, associados entre si, podem conduzir a diagnósticos enganosos sobre o grau de "instabilidade" de uma encosta. Assim, a grande inclinação de uma encosta, não é necessariamente indício de que seja instável. Há que se examinar juntamente, pelo menos, o tipo de material que a compõe: na Serra do Mar, as vertentes mais instáveis são de baixa inclinação (usualmente de $12-15^0$), constituídas por depósitos de talus, enquanto que vertentes formadas por solos residuais e por rocha permanecem estáveis com taludes muito mais íngremes. A presença de árvores inclinadas pode ser, muitas vezes, apenas o indício da busca do sol, especialmente ao lado de estradas, ou outros tipos de interrupções na cobertura vegetal. Quando, entretanto, dois ou mais desses elementos indicativos se encontram juntos, como por exemplo, encosta de talus, com abundantes surgências de água e recoberta por árvores inclinadas, é muito provável que se trate realmente de uma encosta instável.

A obtenção de estimativas “quantitativas” de estabilidade de encostas é um problema bastante mais complicado. As soluções clássicas da Mecânica dos Solos podem ser agrupadas em dois conjuntos: as estimativas de estabilidade executadas a partir de valores de c , ϕ e γ obtidas em laboratório e os estudos de “regressão” efetuados a partir de rupturas existentes.

No primeiro caso, são coletadas amostras dos materiais constituintes das encostas e com elas executados ensaios para determinação dos parâmetros c , ϕ e γ e, a partir da determinação das condições “*in situ*” de dados, como posição do lençol freático, espessura, composição e grau de homogeneidade do manto alterado, forma e inclinação da encosta, são executados os

cálculos. Embora existam muitas variantes de cálculo, todas elas têm em comum o traçado, por tentativas, de superfícies potenciais de ruptura e a determinação estatística daquela que representa a pior condição, isto é, o F_s (Fator de segurança) mais próximo da unidade. A partir daí, as encostas podem ser, teoricamente, classificadas em graus de estabilidade. Os métodos correntes são os que utilizam superfícies de ruptura semicirculares estando entre eles, os de Fellenius e de Bishop. Outros métodos, que utilizam outras superfícies - retilíneas (Cullman *in*: Spangler e Handy, 1973 p 488), plana (Janbu *in*: Rogério, 1976 p 6-7), em cunha (Hoeck e Bray *in*: Guidicini e Niebble, 1976 p 125-137) - são adaptados a condições particulares, em que os estudos de campo indiquem sua adequabilidade.

Tanto no caso do método de Fellenius (1936) como no de Bishop (1955), o procedimento é semelhante: traçado, por tentativas, de superfícies semicirculares potenciais, de ruptura; divisão dessa cunha de terra em fatias; determinação do peso de cada uma dessas fatias, multiplicando-se sua área pela densidade aparente; decomposição desse peso em componentes tangenciais e normais; determinação, em cada fatia, do valor da pressão neutra; execução do cômputo de forças resistentes ao escorregamento contra forças ativas, que o causam; determinação do Fator de Segurança. A Fig. 53 mostra uma superfície potencial de escorregamento e sua divisão em fatias, bem como as forças computadas.

No caso do método de Fellenius, em que as fatias são consideradas isoladamente, umas das outras (Fig 51a), o F_s é dado por:

$$F_s = \frac{\sum (c' \Delta s) + \sum (\gamma z \Delta x \cos \alpha - u \Delta s) \tan \phi'}{\sum \gamma z \Delta x \sin \alpha}$$

onde:

c' = coesão do material (pressões efetivas).

Δs = largura da fatia, medida ao longo da superfície de ruptura

γ = densidade aparente do material

z = altura da fatia medida na sua porção média

Δx = largura da fatia

α = ângulo que faz a base da fatia com a horizontal

u = pressão neutra

ϕ' = ângulo de atrito interno do material (pressões efetivas).

No caso do método de Bishop, em que são levadas em consideração as interações entre fatias, o F_s , para o caso simplificado, é dado por:

$$F_s = (1 / \Sigma \Delta P \sin \alpha) \times \Sigma \{ c' \Delta x + \operatorname{tg} \phi' \Delta P (1 - B) [\sec \alpha / (1 + | \operatorname{tg} \phi' \operatorname{tg} \alpha / S_o |)] \}$$

onde:

ΔP = peso da fatia

α = ângulo que faz a base da fatia com a horizontal

c' = coesão do material (pressões efetivas)

Δx = largura da fatia

ϕ' = ângulo de atrito do material

$B = \Delta u / \Delta \sigma$ 1 variação da pressão neutra / variação da pressão efetiva

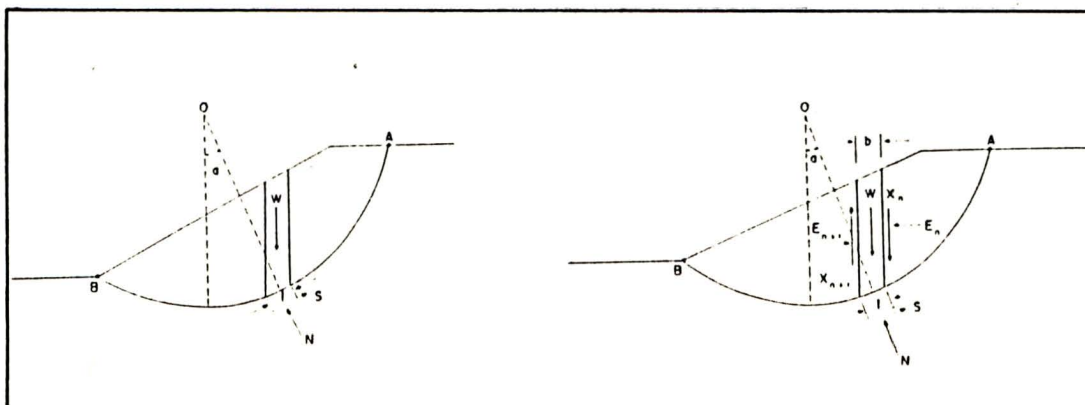
S_o = Fator de segurança previamente calculado a partir da fórmula:

$$S_o = [R / (\Sigma \Delta P \cdot x)] \{ \Sigma [c' \Delta s + (\Delta N - u \Delta s) \operatorname{tg} \phi'] \}$$

onde R = raio do círculo de ruptura

x = distância do centro do círculo ao centro da fatia considerada

Figura 53: DIVISÃO EM FATIAS DE UMA SUPERFÍCIE POTENCIAL DE RUPTURA E ESQUEMA DE FORÇAS EM CADA FATIA, DE ACORDO COM AS CONCEPÇÕES DE FELLENIUS E BISHOP



Tanto o método de Fellenius como o de Bishop foram originalmente desenvolvidos para taludes “de construção”, como os de aterros e barragens, e a eles se adaptam muito bem, embora sejam bastante trabalhosos (atualmente estão disponíveis sob a forma de programas de computador e de ábacos). Entretanto, quando se trata de encostas naturais, o número de secções a serem examinadas e de elementos de campos a serem coletados e, principalmente, a extrema variabilidade das características dos materiais encontrados - sejam os herdados da rocha-mãe, como xistossidades, acamamentos e bandeamentos, sejam os superimpostos, como antigas fraturas e falhas, além de efeitos posteriores, já na fase de regolito e solo, como os próprios processos pedogenéticos e a colúviação - torna praticamente impossível a sua utilização

Os estudos “de regressão” consistem basicamente em determinar-se, no campo, as condições prováveis em que ocorreu uma determinada ruptura e, a partir daí, por tentativas, estimar os parâmetros de resistência, desenvolvidos durante sua ocorrência, considerando-se que, para ocorrer uma ruptura, há necessidade de que as forças ativas e as resistentes se equívalem, isto é, que o $F_s = 1$. Este tipo de estudo contorna o problema da variabilidade dos materiais, pois os parâmetros estimados serão valores médios, ao longo da ruptura observada. Embora seu significado seja apenas local, desde que se disponha de um certo número de eventos semelhantes numa determinada região, com uma determinada geologia e clima, podem extrapolar-se estatisticamente tais valores e, a partir daí, realizar estudos de estabilidade regionais, com razoável grau de aproximação.

4.3.4 Os métodos corretivos/preventivos, atuais, da engenharia civil

Ao tentar prevenir e ou controlar eventuais efeitos de processos de instabilização de encostas, duas filosofias de trabalho são utilizadas pela engenharia civil:

- escolher uma resistência ou contraforça a ser contraposta ao movimento desencadeado ou em desencadeamento;
- estabelecer uma composição com a natureza, a partir do entendimento do processo, buscando imitar seu modo de agir e utilizar suas próprias forças para o controle.

O primeiro tipo de filosofia é, no caso de instabilização de encostas, a utilização de estruturas “artificiais” de contenção. O segundo consiste no rebalanceamento das forças ativas e resistentes, de tal modo que se obtenha o reequilíbrio. Esse “*desideratum*” pode ser conseguido através de processos de drenagem, terraplenagem e reflorestamento. Embora utilizando estruturas ou procedimentos até certo ponto “artificiais”, esses métodos levam a um reequilíbrio “natural” da encosta.

De modo geral, o “placar” das lutas entre as forças da natureza e as dos homens, como é de esperar-se, é francamente favorável àquela, por isso a segunda filosofia tem muito maior percentagem de sucessos, além de ser usualmente muito menos dispendiosa: mui raramente uma estrutura de contenção é mais barata e mais eficiente que processos envolvendo terraplenagem, drenagem e proteção vegetal. De qualquer modo, todos esses procedimentos representam apenas um “retardamento”, insignificante em termos geológicos, de um processo

inexorável, do mesmo modo como ações em sentido contrário, representam “acelerações” que são, também inexpressivas, na mesma escala de tempo.

4.3.4.1 Processos “naturais” de estabilização de encostas

À luz do discutido no item 4.1.5, é fácil concluir-se que a redução ou eliminação dos excessos de pressões neutras faz com que os materiais constituintes do regolito e dos solos possam mobilizar toda a resistência potencial de que dispõem. Isto posto, é óbvio que um dos métodos mais eficientes de controle de instabilidade de encostas é representado pela execução de sistemas eficientes de drenagem da água contida no interior do maciço. Ao executar-se um sistema de drenagem numa encosta, cria-se um gradiente hidráulico que conduz a água para o interior da estrutura drenante, onde ela passa a correr, gravitacionalmente, sob pressão zero (atmosférica). A partir desse instante, toda a porção efetivamente drenada mobiliza a totalidade de sua força atritiva. Desse modo, ainda que os sistemas drenantes utilizados não atinjam toda a espessura do manto alterado, tudo se passa como se essa porção “seca”, se constituísse em uma “casca” que funciona como estrutura de contenção para o restante do maciço. Diversos dispositivos são empregados com essa finalidade: drenos profundos interceptantes (trincheiras drenantes), esporões drenantes, máscaras drenantes, drenos sub-horizontais. Esses sistemas de drenagem cuja finalidade consiste em retirar a água e reduzir a pressão neutra no interior do maciço constituem o que se chama de “drenagem profunda”.

Um outro grupo de dispositivos de drenagem, que tem como função básica a condução das águas de chuva, evitando de um lado o desenvolvimento de processos erosivos e de outro reduzindo a infiltração no maciço, constitui o que se chama “drenagem superficial”. Os sistemas de drenagem superficial se constituem de diversos dispositivos de captação e condução das águas superficiais, como sejam canaletas, sarjetas, descidas d'água e caixas coletoras. Os materiais utilizados na sua confecção, são os mais variados: grama, solo-cimento, pedras, concreto ou elementos metálicos, na dependência de fatores como a quantidade e velocidade da água captada, materiais disponíveis, grau de estabilidade dos solos de apoio e custo.

Em determinados casos, mesmo “a seco”, a inclinação de uma encosta é incompatível com as características mecânicas dos materiais que a constituem e por isso há necessidade de modificar-se essa inclinação. Nesses casos, lança-se mão de trabalhos de terraplenagem, após estudos de estabilidade, que definam a geometria da situação estável, mais econômica. Por

questões de segurança e facilidade de trabalho, bem como de manutenção e, para facilitar a localização de dispositivos de drenagem superficial e profunda, costuma-se nesses casos segmentar o talude final em porções limitadas por banquetas (bermas). Embora seja muito comum encontrarem-se taludes, cuja inclinação final média é uniforme, esta não é a forma mais econômica; trabalhando-se com inclinações nominais e alturas de segmentos de taludes e larguras de bermas variáveis, podem-se construir encostas convexas ou côncavas como as naturais, e que representam sempre a condição estável menos onerosa.

Como regra, a fim de reduzir a terraplenagem necessária, bem como obter segurança no comportamento da encosta tratada, garantindo-se seu comportamento “a seco”, os trabalhos de terraplenagem devem ser sempre acompanhados da implantação de sistemas de drenagem superficial e profunda.

Como foi visto, a cobertura vegetal, especialmente a de grande porte, tem sobre as encostas um papel estabilizador muito importante, pois as copas das árvores amortecem o efeito de erosão pela chuva (*rainsplash*); a cobertura morta por ela fornecida ao solo auxilia na retenção das partículas, reduzindo os efeitos da erosão laminar (*slope wash*) e em sulcos (*rill wash*), ao mesmo tempo em que as raízes, por um lado, estruturam o solo e, por outro, exercem um papel de sucção da água, rebaixando o lençol freático, ações muito importantes na manutenção ou restabelecimento do equilíbrio. Desse modo, o plantio de árvores, especialmente as de crescimento rápido, constitui-se num método barato e bastante eficiente de estabilização de encostas, especialmente se utilizado junto com outros procedimentos como terraplenagem e drenagem.

4.3.4.2 Estruturas de contenção

São denominadas estruturas de contenção todas as estruturas artificiais construídas adjacientemente às encostas, com a finalidade de evitar a sua instabilização ou reinstabilizá-las. Este tipo de estrutura fornece, como o nome o diz, uma “contenção” do material particulado constituinte do solo e ou regolito. Existem estruturas de contenção construídas com as mais diversas formas e materiais, mas que podem ser agrupadas em dois grandes conjuntos: **muros de arrimo e cortinas atirantadas**. Os primeiros são estruturas “independentes” da encosta, que funcionam seja opondo seu próprio peso (muros de gravidade), seja ancorados na base, possuindo forma e estrutura capazes de resistir aos empuxos do material da encosta, enquanto

que as últimas são construídas solidariamente à encosta, aproveitando o próprio empuxo passivo do material que a constitui como resistência. Os muros de arrimo são, de modo geral, de tecnologia mais simples, necessitando, por outro lado, de maior robustez; as cortinas ancoradas são mais esbeltas e exigem um maior “*know-how*” de projeto e construção. Uma diferença muito importante entre um e outro desses grupos é que os muros de arrimo precisam ser sempre construídos de baixo para cima, isto é, da base para o topo, o que não ocorre com as cortinas, que podem ser iniciadas em qualquer altura, o que evita maiores trabalhos de terraplenagem e facilita o desenvolvimento dos serviços.

Embora seja por demais sabido que uma das questões mais importantes na manutenção da estabilidade de qualquer estrutura de contenção é o controle da pressão neutra sobre essa estrutura, é usual encontrar-se, em todos os tipos, deficiência ou mesmo inexistência, de estruturas drenantes. Aparentemente, os técnicos se impressionam com a aparente “robustez” de tais estruturas e se esquecem de que uma variação na pressão neutra pode levá-las à instabilidade com bastante facilidade.

Dentro do universo dos chamados muros de arrimo, existem os construídos com as mais diversas formas e materiais. O primeiro material a ser utilizado é o próprio solo compactado, sendo a estrutura, nesse caso, nada mais que um aterro bem construído e dotado de dispositivos de drenagem. Uma “sofisticação” desse tipo é a utilização de “reforços” para estruturar o solo, introduzindo ou aumentando a resistência ao esforço de tração: neste grupo se inserem os “*crib-walls*” os muros de “terra armada”, o “solo reforçado com geotêxtil”, o “*texsol*” etc. Outra maneira de melhorar a resistência do solo consiste em utilizar aditivos como o cimento e a cal.

Ainda dentro dos materiais naturais, são muito utilizados os muros de alvenaria de pedra, dos quais podem ser distinguidos diversos tipos: pedra seca, pedra argamassada etc. Do mesmo modo que no caso dos solos, as estruturas de pedra podem ser “estruturadas”, utilizando-se redes metálicas, que são os chamados “gabiões”.

Tanto os muros de solos como os de pedra, têm a seu favor, de modo geral, um custo relativamente baixo, uma desejável flexibilidade e, a não ser no casos dos solos estruturados, uma tecnologia simples.

Entre os materiais artificiais utilizados na confecção de muros de arrimo, os principais são o concreto e o aço. O concreto, que nada mais é do que uma “rocha artificial” moldada “*in loco*”, pode ser também do tipo simples (concreto ciclópico) ou do tipo estruturado (concreto

armado ou protendido). Com concreto ciclópico só podem ser construídos muros de gravidade, enquanto que se utilizando concreto armado ou protendido, as mais diversas formas podem ser desenvolvidas: muros de cantilever, de contrafortes, muros em “L”, em “L” invertido, em “T” etc.

Embora o concreto seja um material dotado de uma série de vantagens sobre os outros tipos de materiais anteriormente citados, tem como aspecto negativo o custo e a rigidez, que não admite, sem ruptura, deformações consideráveis.

Muros metálicos, construídos com trilhos usados, são uma solução eventualmente utilizada; possuem a vantagem de alta resistência à flambagem e facilidade de ancoragem. Esse tipo de muro é, às vezes, ancorado à encosta, à semelhança das cortinas atirantadas.

Conforme anteriormente dito, este tipo de estrutura é construído solidariamente à encosta, sendo essa solidarização efetuada através de cabos metálicos ancorados na encosta e protendidos. O valor da protensão (contrapressão dada no cabo metálico) deve ser superior ao empuxo esperado sobre a cortina. Ela pode, teoricamente, ser construída com qualquer altura e em painéis independentes, cada um ancorado ao solo.

A par de sua inegável facilidade de construção, esbeltez e eficiência, as cortinas apresentam como aspecto negativo seu alto custo e a necessidade de um certo nível de tecnologia de projeto e construção, incorrendo ainda no chamado “efeito panacéia”, isto é, são usadas indiscriminadamente, seja por ignorância dos processos, seja por falta de vontade de conhecê-los ou por simples comodismo, ou ainda por interesse econômico.

Partindo do mesmo princípio de “estruturação” dos solos, outros processos têm sido utilizados, como sejam a cravação de estacas, microestacas, estacas raízes, tubulões, etc.

4.3.4.3 Estruturas de proteção superficial

Com a finalidade de proteger a superfície das encostas contra processos erosivos e consequentemente contra possíveis carreamentos de materiais, diversos dispositivos têm sido empregados, sem função estrutural, mas apenas de proteção: essas são as chamadas estruturas de proteção. Entre eles podem ser citados: a cobertura vegetal em leivas ou hidrossemeadura; a utilização de telas metálicas ou plásticas; a cobertura por “panos de pedra” ou gabiões-manta; a proteção superficial por impermeabilização asfáltica, solo-cal-cimento ou argamassa ou ainda por gunitagem isto é, tela + argamassa.

4.3.5 As possibilidades decorrentes do modelo

Além de se ajustar aos fatos observados, o que lhe dá credibilidade do ponto de vista teórico, o modelo proposto possibilita diversas utilizações práticas decorrentes dos conceitos que lhe dão suporte. Assim, a partir do modelo de evolução proposto, **forma e posição** das vertentes tornam-se elementos importantes nas estimativas qualitativas, preliminares de seu grau de estabilidade.

4.3.5.1 As estimativas qualitativas de estabilidade de encostas

Admitindo-se que as vertentes que possuem secções principais (verticais) côncavas são formadas, em climas úmidos, a partir de movimentos coletivos de solos, provocados pela instabilização de vertentes convexas, elas representam uma situação muito próxima da instabilidade, ou, utilizando-se o linguajar usual da área de Mecânica dos Solos, elas possuem fatores de segurança muito próximo da unidade. Isto é óbvio por si mesmo, de vez que alguma coisa só escorrega, porque está instável e só para de escorregar porque atingiu a estabilidade, seguindo-se que a cicatriz de escorregamento (ou vertente côncava) representa a condição limite entre uma e outra: a porção instável que deslizou e a porção estável que permaneceu. A instabilidade desse tipo de vertente costuma manifestar-se, principalmente de duas maneiras: escorregamentos regressivos de sua porção superior, de forte inclinação, devidos ao decaimento da coesão provocado pelo efeito de desconfinamento e do intemperismo e movimentos tipo fluxo, provocados pela concentração de água em razão da forma côncava desenvolvida. Este segundo tipo de movimento costuma iniciar-se por sulcos e ravinas de erosão que, com o avanço, escavam taludes cada vez mais íngremes e instáveis e que, por ocasião de grandes chuvas, se transformam em torrentes e fluxos de material. Já as vertentes que possuem secção vertical principal convexa representam um estágio anterior de evolução e são, em princípio, pela mesma razão, mais estáveis ou, dito de outra forma, possuem fator de segurança acima da unidade, embora tenham como destino aproximar-se gradativamente da instabilidade (fator de segurança unitário), a menos que o balanço geração/retirada do regolito seja modificado no sentido do segundo membro da equação. É importante, entretanto, ter-se em mente que, em termos da forma da secção transversal das vertentes, as relações são

inversas: secções côncavas são mais estáveis que secções convexas, seguindo-se que as porções convexas remanescentes entre duas côncavas representam situações de grande instabilidade. Estas porções convexas, isoladas por porções côncavas, costumam constituir-se em terreno propício ao avanço do processo de transformação das encostas convexas em côncavas, lateralmente, do mesmo modo que as porções altas das vertentes côncavas fazem avançar este processo no sentido do alto das encostas.

Classicamente, as vertentes côncavas, na geomorfologia, são tidas como formadas em climas áridos, dando-se o recuo da escarpa (porção mais íngreme) por “erosão e escorregamentos”, segundo as palavras de King (1962 *in*: Young 1978 p 37). Abaixo da escarpa se situa o talude de debris, cuja inclinação é a de repouso dos materiais, segundo o mesmo autor. O pedimento situado na base seria uma grande concavidade escavada em rocha, e o topo, uma crista convexa gerada pelo intemperismo e pelo rastejo. A análise desse modelo de vertente mostra que escarpa e talude de detritos, do ponto de vista de estabilidade mecânica, constituem-se em segmentos na condição de estabilidade limite (fator de segurança igual à unidade) do mesmo modo que as vertentes côncavas geradas em climas úmidos, tal como antes discutido. O mesmo grau de estabilidade possuem as vertentes de agradação (*fronts* de dunas de areia), que possuem forma similar: sua inclinação e forma é a de repouso do material constituinte. Segue-se deste fato que, do ponto de vista prático, ainda que se admitisse que as vertentes côncavas hoje existentes nas regiões tropicais e subtropicais úmidas tivessem sido geradas em paleoclimas semiáridos, conforme as teorias defendidas pelos autores anteriormente discutidos, elas seriam, do mesmo modo, indicativas da condição limite de estabilidade dos materiais que as constituem, diferentemente das convexas, que usualmente se afastam dessa condição. A forma côncava, no primeiro caso, deve-se à atuação direta dos fatores físico-mecânicos do intemperismo enquanto que, no segundo, ela se sobrepõe à ação química (e bioquímica), quando esta ultrapassa os limites ditados pelas propriedades dos materiais gerados.

4.3.5.2 As estimativas quantitativas de estabilidade de encostas

O modelo proposto permite, também, a elaboração de estimativas “quantitativas” de estabilidade de vertentes a partir de estudos de regressão, em que são utilizadas as vertentes côncavas, como “paradigmas de campo” - “deixar que fale a natureza por seu comportamento

passado” nas palavras de Melo (1979 p 10) - para a obtenção dos valores de c e ϕ controladores das rupturas que lhes deram origem. Com essa finalidade, o autor desenvolveu uma metodologia, utilizando as relações estabelecidas por Hoeck (1972 p 16-18) entre os parâmetros c e ϕ e duas funções, por ele denominadas: “função Y ou altura do talude” e “função X ou ângulo do talude”. As funções X e Y, em sua forma mais simples, para rupturas circulares em taludes secos e sem fendas de tração, são dadas por:

$$X = i - 1,2 \phi \quad \text{e} \quad Y = \gamma H / c$$

onde:

i = ângulo de inclinação do talude

ϕ = ângulo de atrito interno do material

γ = densidade aparente natural do material

H = altura do talude

c = coesão do material

Para os casos mais complexos onde entram presença de água e de fendas de tração, foram estabelecidas correções, em número de 4, cujos esquemas e expressões, são apresentados na Fig. 54. Estas funções foram sendo ajustadas, por Hoeck por tentativas, e seus resultados, foram comparados com os obtidos utilizando-se os métodos tradicionais, até obter-se boa concordância. O ábaco que permite a verificação da condição de estabilidade de um determinado talude, desenhado por Hoeck, é apresentado na Fig 55. A utilização desse ábaco, desenhado, como foi dito, admitindo-se superfícies de ruptura circulares, é perfeitamente aceitável, tendo-se em vista que “o cálculo com círculos e com espirais logarítmicas (muito semelhantes, como foi mostrado, à curva teórica de ruptura proposta) dão resultados muito próximos” (Vargas, 1977 p 372).

A partir da observação da forma das cicatrizes de escorregamento (vertentes côncavas que se iniciam verticalmente e se suavizam gradativamente), da discussão sobre sua gênese (a partir de escorregamentos em clima úmido ou de recuo do pé em clima árido, ou ainda por agradação) e de sua condição de estabilidade (estabilidade limite, ou fator de segurança igual a 1 para cada ponto da mesma), conforme discussão desenvolvida nos itens 4.1.4 e 4.3.2 anteriores, podem-se estabelecer pares ângulos/alturas que correspondam à condição de estabilidade limite, no seu interior, mediante um traçado simples, tal como mostrado nas Figs. 59 e 60 dos Anexos. Dada essa situação singular, esses pares deverão satisfazer as equações X e Y representativas da condição particular em que se deu a ruptura, para a curva $F_s=1$. Uma

Figura 54: ADAPTAÇÃO DAS EQUAÇÕES BÁSICAS X E Y DE HOECK ÀS DIVERSAS SITUAÇÕES DE CAMPO

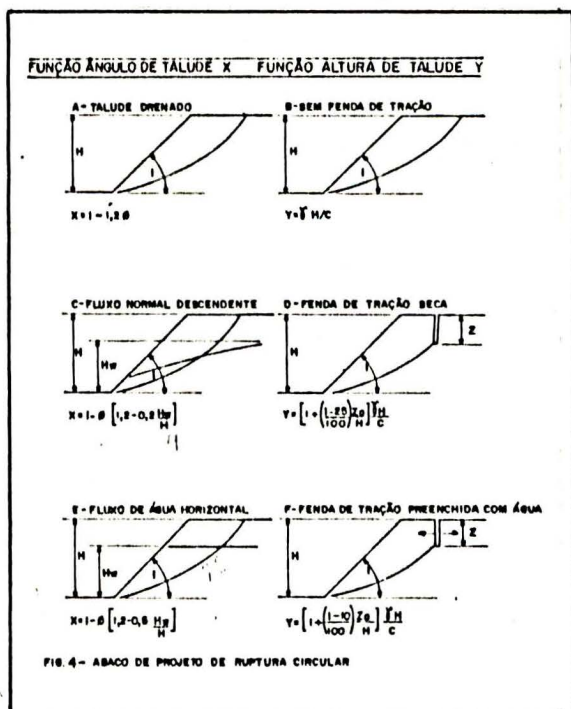


Figura 55: ÁBACO DE HOECK PARA RUPTURA CIRCULAR

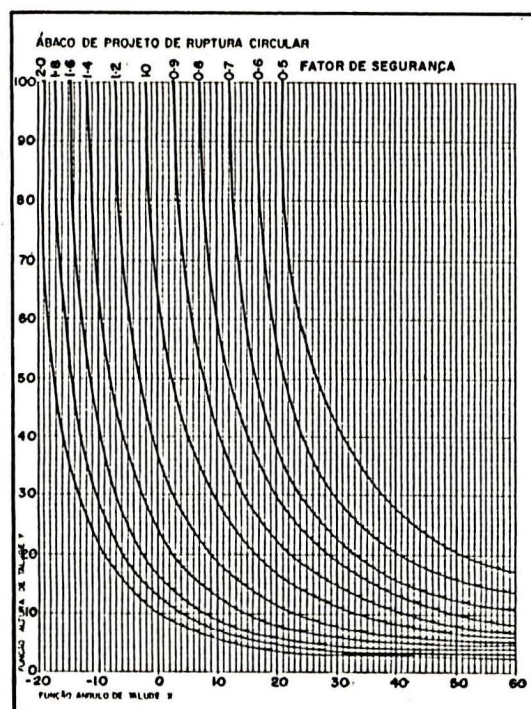
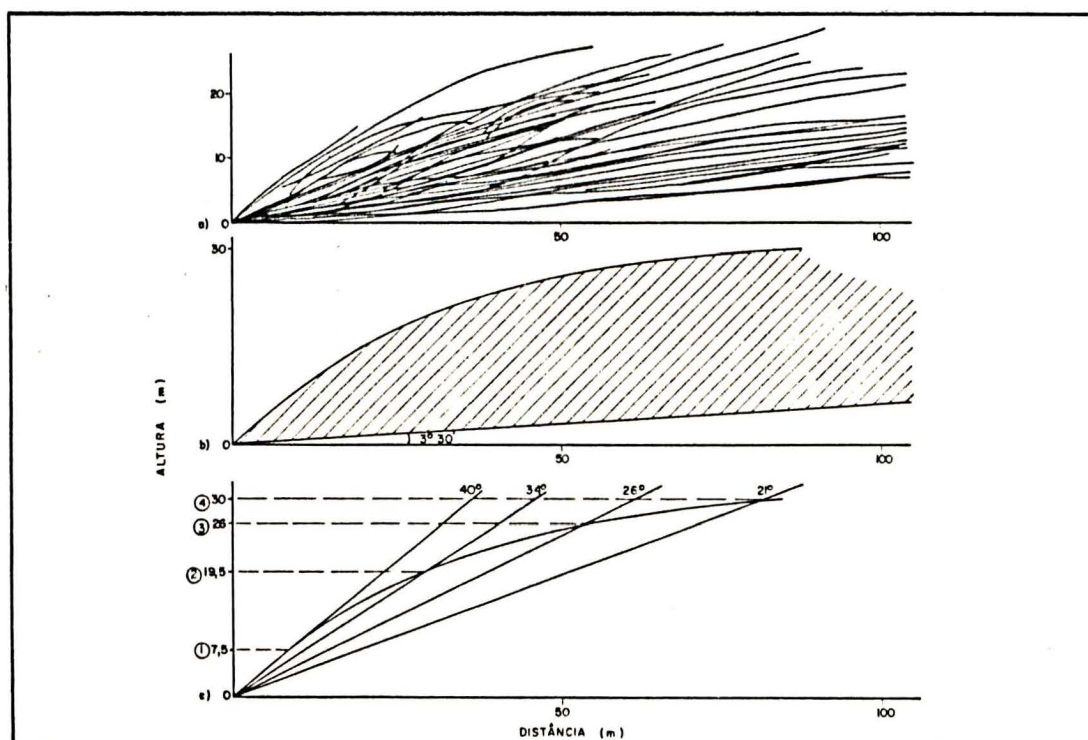


Figura 56 DESENHO DAS SECÇÕES PRINCIPAIS DE VERTENTES CÔNCAVAS, TRAÇADO DA ENVOLTÓRIA E ESCOLHA DE PARES ÂNGULO/ALTURA MÁXIMA ESTÁVEL



vez definida a forma da secção principal da ruptura e as condições em que ela ocorreu (com ou sem água, e em que posição, com ou sem fenda de tração e em que profundidade) podem-

se, por tentativas, estabelecer os valores de c , ϕ e γ que a satisfazem. Do ponto de vista prático, os procedimentos exigem o levantamento de perfis de um certo número de cicatrizes, uma vez que algumas delas podem ser mais antigas e se apresentarem desgastadas, enquanto que outras podem incluir em seu interior, material depositado pelo próprio escorregamento (Fig 56a). Nenhuma delas, entretanto, terá inclinações e alturas superiores ao permitido pelas características médias dos materiais seccionados pelas rupturas, nas condições em que elas ocorreram. Consequentemente, para se ter certeza de que se está trabalhando com curvas que representem realmente a condição limite, é necessário desenhar esses perfis todos, tendo como ponto comum seu ápice, e traçar sua envoltória (Fig 56b) O seccionamento dessa envoltória, por retas inclinadas de ângulos quaisquer, escolhidos, fornecerão os pares altura/ângulo de talude, limites, tal como o mostra a Fig. 56c.

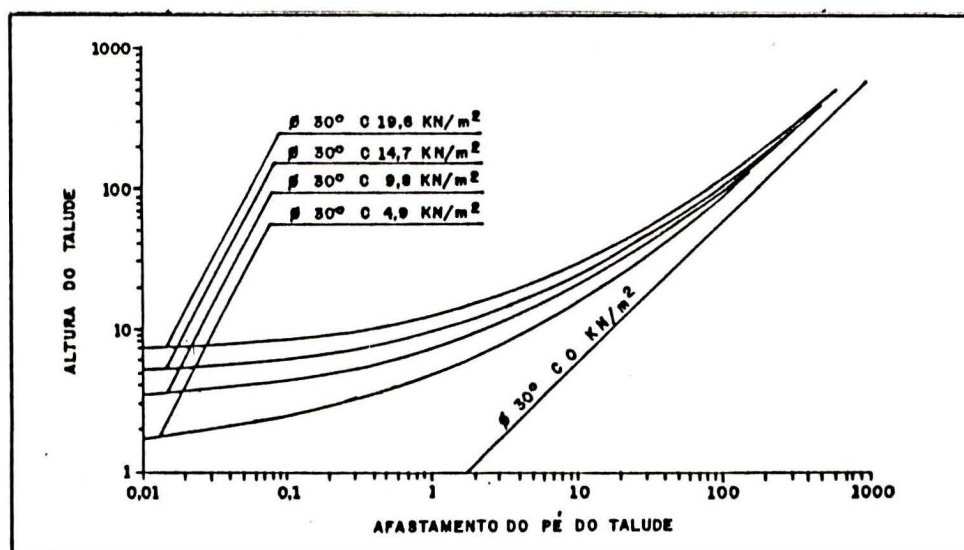
A segunda parte dos trabalhos consiste numa pesquisa de campo, buscando-se estabelecer as condições mais prováveis de ocorrência dessa rupturas, utilizadas como paradigma, com a finalidade de escolher-se a forma das equações que melhor representem as rupturas utilizadas. Uma vez de posse da forma geral das equações representativas do caso em questão, a simples substituição dos pares de valores altura/ângulo limite dos taludes escolhidos e do valor de γn , obtido de ensaios ou estimado, permite o estabelecimento de um certo número de equações numéricas possíveis. A partir daí, atribuindo-se valores a ϕ , dentro do intervalo de validade dessa variável, adotado por Hoeck (10-40°) e calculando-se os valores da função X correspondentes, pode-se, no gráfico de Hoeck, sobre a curva $F_s = 1$, determinar os correspondentes valores da função Y . Uma vez de posse dos valores dessa função, podem-se calcular os valores de c que satisfazem as condições impostas pelos taludes escolhidos na envoltória dos perfis das secções principais dos escorregamentos. O passo seguinte consiste na colocação, em gráfico, dos diversos pares c/ϕ passíveis de atenderem às condições impostas por cada talude-limite e em verificar-se as intersecções ocorrentes entre dois ou mais deles. Estas intersecções representarão pares que atendem às condições de dois ou mais taludes. A partir daí, por ajustes sucessivos - observando-se que a influência maior da coesão ocorre sobre os taludes mais baixos e íngremes, enquanto que a do atrito, sobre os mais altos e suaves, - é possível chegar-se ao par que melhor atenda às condições impostas por todos os taludes, que será aquele para o qual todos eles se aproximarão do $F_s = 1$, valor do qual deverá, também, se aproximar a média geral dos F_s individuais de todos os taludes escolhidos. Exemplo desse tipo de estudo é apresentado no item 7.2 (Anexos).

4.3.5.3 Um método alternativo de estimativa quantitativa

Um outro tipo de estudo de regressão pode ser executado a partir dos critérios em que se baseia o modelo exposto, qual seja a utilização direta da curva representativa da secção principal de uma cicatriz de escorregamento, para estimar os parâmetros c e ϕ , uma vez que, como foi dito ela é uma função desses dois parâmetros e de γ . Para a obtenção desse “*desideratum*”, há duas maneiras alternativas de trabalhar: traçar, via computador, uma série de curvas para diversos valores de c , ϕ e γ e compará-la com a curva de campo, ou, alternativamente, alimentar o computador com a forma geral da curva de ruptura e valores usuais dos parâmetros mecânicos dos solos e programá-lo para comparar as curvas da memória, com as de campo. A Fig. 57 representa algumas dessas curvas, traçadas em escala duplo-logarítmica.

Do ponto de vista prático, haverá necessidade de dispor-se de um determinado número de perfis de rupturas em uma determinada região, sobre uma determinada geologia, para obter-se estatisticamente a que mais se aproximar do $F_s = 1$. Essa curva poderá, então, ser comparado pelo computador com as curvas armazenadas em sua memória e verificar de qual ela mais se aproxima, obtendo-se, dessa maneira, c e ϕ . O valor de γ é facilmente obtido no campo ou estimado, devendo ser fornecido ao computador para facilitar a escolha.

Figura 57: CURVAS TEÓRICAS DE RUPTURA PARA DIVERSOS VALORES DE c EM ESCALA DUPLO LOGARÍTMICA



A maneira alternativa seria o traçado pelo computador de séries de curvas, para valores de c e ϕ dentro dos intervalos usuais desses parâmetros, nos solos, e a comparação efetuada por um técnico, dessas curvas, com a real de campo. Este procedimento esbarra na necessidade de traçado de um grande número de curvas e no problema de escala, que pode ser contornado, utilizando-se escalas logarítmicas, tal como o mostra a Fig. 57.

4.3.5.4 A utilização na cartografia de risco e na definição de taludes artificiais

Qualquer que seja o método de estudo de regressão utilizado, o fundamental é que, uma vez de posse dos valores de c , ϕ e γ , é possível não só se estimar a estabilidade de uma determinada encosta, como, em âmbito regional (para uma mesma geologia e clima), traçar-se, utilizando-se computador ou manualmente, as curvas convexas, representativas de diversos valores de fatores de segurança, utilizando-se, como se faz habitualmente na Mecânica dos Solos, fatores de redução de 10%, 20%, 30% ou outros que se deseje, sobre as grandezas desses parâmetros. A comparação dessas curvas com as vertentes reais da região permitirá uma sistematização não apenas subjetiva, mas numérica, de traçado de mapas de risco de instabilidade.

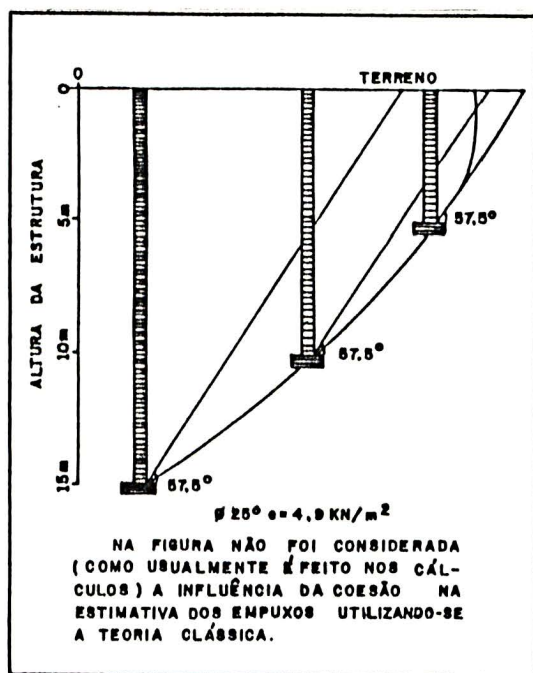
A aplicação dos mesmos fatores de segurança sobre os parâmetros estimados, como acima descrito, permite também a obtenção de geometrias de taludes artificiais, de corte, a serem executados nesses materiais, com o grau de segurança que se considerar satisfatório. Do mesmo modo, considerando-se que os mesmos materiais dos cortes irão constituir os aterros, pode-se com os mesmos valores obtidos dos estudos de regressão estimar as geometrias estáveis destes últimos, uma vez que, ainda que a ação destrutiva da terraplenagem tenda a reduzir os valores desses parâmetros, é certo, por outro lado, que a construção ordenada e a compactação tendem a fazê-los crescer, resultando numa situação final, provavelmente pouco diferente da original. Pode-se, também, trabalhar alternativamente, estabelecendo-se, a partir de uma determinada geometria, quais os níveis de redução de c e ϕ , serão necessários para que os aterros se instabilizem, tal como mostrado no exemplo reportado no item 7.3. (Anexos)

4.3.5.5 As estimativas de empuxos de terra sobre estruturas

Outra utilização prática dos conceitos emitidos diz respeito ao cálculo dos empuxos sobre estruturas de contenção. As teorias que permitem estimativas de empuxo atualmente disponíveis e predominantemente utilizadas (Rankine e Coulomb) baseiam-se nos critérios de ruptura de Mohr-Coulomb. Segundo esse critério, os planos de ruptura fazem ângulos de $(45 + \phi/2)^0$ com a tensão principal menor, condição que não é atendida, a rigor, nem mesmo em laboratório, sob condições controladas, o que fez com que Lambe e Whitmann (1977 p 141) assim se expressassem, sobre a equação de Coulomb: “não existe, talvez, na Mecânica dos Solos, equação mais conhecida e controvertida que essa, sendo seu valor aproximativo inegável, oriundo da própria definição que se faz de c e ϕ a partir da envoltória de Mohr-Coulomb”. Como, por outro lado, no caso de estruturas de contenção, a tensão principal menor corresponde à horizontal, as rupturas ocorreriam - a partir de deduções matemáticas efetuadas com base nessas assertivas - segundo retas com aquela inclinação e, no caso de maciços com superfície inclinada, segundo curvas, cujas formas dependeriam da relação entre os valores do ângulo de inclinação e do de atrito interno (Vargas, 1977 p 318 e 341-354). Na prática, entretanto, como foi repetido “*ad nauseam*” através dos tempos, os planos reais de ruptura não possuem essas formas, mas a de **uma curva que se inicia vertical e se suaviza gradativamente** semelhante à espiral logarítmica proposta por Terzaghi (1941 *in* Vargas, 1977 p 413-415) na sua “teoria geral da cunha para empuxos de terra” ou **semelhante à proposta pelo modelo ora desenvolvido**. Assim sendo, com base nesses fatos e no antes discutido, conclui-se que é possível a execução de estimativas de empuxos de terra sobre estruturas de contenção mais coerentes com a realidade observada e conseqüentemente com maior probabilidade de acerto, utilizando-se como superfícies potenciais de ruptura a duas dimensões, as curvas côncavas que resultam da instabilização de maciços terrosos, tal como definido pelo modelo ora apresentado. Isso equivale a dizer que os valores de empuxo sobre essas estruturas, a três dimensões, em um ponto, resultariam da ação do peso de um sólido limitado por superfícies convexas, tal como descrito no item 4.1.4 e esquematizado na Fig. 26. A Fig. 58 mostra que a duas dimensões, as estimativas efetuadas, utilizando-se superfícies retas de ruptura, resultam em valores pouco diferentes dos que se obteriam com o modelo, para alturas de estruturas no entorno de 10 metros e que, no entanto, haveria uma forte superestimação para pequenas alturas ($< 5m$) e subestimação sensível para grandes alturas: ($>$

15m). Este esquema explica por que a experiência tem mostrado que muitas vezes o valor do empuxo real medido se aproxima bastante da estimativa efetuada a partir das teorias clássicas: a altura da maioria das estruturas de contenção não atirantadas, se situa na faixa de 5-10 m de altura.

Figura 58: VALORES DA CUNHA DE SOLO QUE INFLUENCIA ESTRUTURAS DE CONTENÇÃO DE DIVERSAS ALTURAS, OBTIDOS DA TEORIA DE RANKINE E DO MODELO DESENVOLVIDO NA PRESENTE DISSERTAÇÃO



Finalmente, com base no modelo proposto, pode-se concluir que uma forma convexa, no sentido transversal, leva um talude a ser mais instável globalmente, do que um outro com forma côncava, ainda que a análise bidimensional tenha indicado, para ambos os casos, o mesmo nível de segurança (Fig. 26). O desenvolvimento subsequente do modelo proposto, em termos tridimensionais, poderá permitir a quantificação dessa diferença.

5. CONCLUSÕES

- A ação do intemperismo, especialmente o de natureza química e bioquímica, nas regiões tropicais e subtropicais, conduz a uma profunda alteração das rochas de todas as naturezas. Essa transformação de rocha em regolito representa um decaimento formidável das características mecânicas do material. Ao mesmo tempo, essa condição climática peculiar propicia o desenvolvimento de uma cobertura vegetal exuberante, que auxilia no aprofundamento da alteração, ao mesmo tempo em que estrutura e protege o manto intemperizado, não permitindo que os agentes externos de erosão e transportes o retirem com a mesma velocidade. Dessa conjugação de eventos resulta que as encostas tropicais são, predominantemente, do tipo “limitadas pelo transporte” e que, como consequência, a espessura do pacote de alteritos tem uma tendência a crescer indefinidamente.
- O crescimento da espessura do pacote de alteritos, sem uma correspondente modificação de sua forma externa (redução das inclinações das encostas), faz com que, mesmo contando com a contribuição da cobertura vegetal num determinado instante, eles sobrepassem a curva limite de estabilidade em algum ponto. Uma vez tendo atingido a condição de instabilidade, as encostas evoluem por movimentos coletivos, de modo a atingirem uma nova condição de equilíbrio.
- A forma das massas movimentadas durante as instabilizações (e, conseqüentemente, das cicatrizes deixadas no terreno) é uma função das características do material de que são constituídas as encostas. No caso de serem constituídas por materiais coesivos, que constituem a dominância absoluta, e de serem homogêneos e de espessura infinita, a secção principal teórica das cicatrizes seria constituída por uma curva que se inicia vertical e vai se suavizando, gradativamente, até atingir, no infinito, a inclinação do ângulo de atrito interno do material. No detalhe, essa curva é função do valor do intercepto de coesão (c), do ângulo de atrito interno (ϕ) e da densidade (γ) do material constituinte e sua forma geral é a de uma curva especular invertida da curva limite de estabilidade ou “épura de Cullmann”. Assemelha-se à espiral logarítmica proposta por Rendulic ou à cunha proposta por Terzaghi.

- Na prática, a tres dimensões, a forma da cicatriz num material coesivo e homogêneo é a de um “pião” ou “balão”, constituído por uma porção superior ogival, sobreposta a uma porção inferior cônica, resultante do giro da curva teórica. A totalidade desta última não chega, nunca, a desenvolver-se, em razão da forma das superfícies potenciais de ruptura que, a tres dimensões, propiciam uma distribuição desigual das forças resistentes e cisalhantes. A ruptura ocorre isolando uma massa de solo correspondente ao que seria o giro da porção superior da curva teórica.
- No caso de materiais heterogêneos e ou de delgada espessura ou ainda contendo planos ou linhas de fraqueza, a forma da cicatriz será a que melhor atender à distribuição dessas peculiaridades em termos de conseguir-se a superfície de ruptura que apresente a menor resistência. No caso teórico de um material puramente atritivo (areia pura e seca), seria uma superfície plana, com inclinação igual à do ângulo de atrito interno desse material.
- A instabilização final das encostas, a partir de sua “preparação” pela alteração intempérica, é dada por “processos-gatilho”, notadamente, grandes chuvas, abalos sísmicos ou modificações da geometria ou da cobertura vegetal das encostas, que podem atuar isolada ou concomitantemente. De todos esses processos-gatilho, entretanto, apenas a ocorrência de grandes eventos pluviométricos pode ser considerada de ação universal em toda a região tropical e subtropical úmida. O mecanismo, pelo qual os grandes eventos pluviométricos levam à instabilização final das encostas, liga-se à redução de tensões de sucção que aumentam a resistência do solo e ou ao crescimento das pressões neutras que a reduzem ou ainda ao efeito de arrasto físico sobre as partículas constituintes do solo e ou a redução das ligações entre essas partículas, por efeito de dissolução dessas ligações ou mesmo de partículas mais suscetíveis. O “efeito lubrificante” da água deve ser abandonado como responsável pela deflagração de escorregamentos.
- Entre os movimentos lentos de encosta, a solifluxão “*sensu lato*” é, nas regiões tropicais, o mais efetivo. Os terracetes representam uma situação intermediária entre movimentos lentos, tipo solifluxão e verdadeiros escorregamentos. O desmatamento, ainda que seletivo, favorece seu aparecimento. Sua origem está ligada à presença de uma camada superficial delgada, permeável, estruturada por raízes, que escoa como um tapete sobre uma camada subsuperficial impermeável.
- Movimentos coletivos rápidos de encostas ocorrem constantemente nas regiões tropicais e subtropicais úmidas do Brasil, sendo possível referenciar-se um número considerável,

apenas nos últimos cinquenta anos, muitos dos quais, estudados por diversos autores, deixaram evidências claras de que sua ocorrência independeu de mudanças climáticas, de eventos sísmicos ou da ação antrópica. Esses escorregamentos - muitos dos quais resultaram em extensas reesculturações de encostas constituídas pelas mais diversas litologias (graníticas, gnaissicas, basálticas, calcáreas, filíticas e sedimentares) - tiveram seu “gatilho” em grandes eventos pluviométricos, excepcionais se considerada a média, mas não fugindo à “normalidade climática” vigente.

- Muitas feições geomorfológicas, como os “anfiteatros” e “pseudo-lapiez”, supostamente originados em condições glaciais e depósitos, como cascalheiras e colúvios, tidos como originados em paleoclimas semi-áridos, são também explicáveis pela ocorrência extensiva e repetida de movimentos de taludes, deflagrados por eventos pluviométricos de grande porte, seguidos de lavagem seletiva, sem fugir-se à condição climática tropical e subtropical úmida, à semelhança do verificado atualmente. Do mesmo modo, a presença de grandes quantidades de blocos e matacões preenchendo vales de rios e torrentes em regiões serranas tropicais e subtropicais é perfeitamente explicada pelo mesmo conjunto de processos.
- A presença de cobertura vegetal de grande porte, embora auxilie na estruturação e consequente aumento de resistência dos solos, permitindo uma acumulação maior de material particulado, não é suficiente para deter os eventos catastróficos periódicos de reesculturação de encostas, via movimentos coletivos. De modo geral, pode-se dizer que a ação da cobertura vegetal de porte auxilia na manutenção da estabilidade das encostas, podendo, entretanto, eventualmente, em condições muito particulares de alta declividade e delgada cobertura pedológica, ter efeito inverso, por ocasião de um evento pluviométrico excepcional.
- A evolução das encostas, nas regiões tropicais e subtropicais úmidas, em sua fase inicial, é comandada pelos processos químicos e bioquímicos do intemperismo, nos quais a água tem um papel fundamental. Propriedades das rochas, como sua textura, estrutura, composição química e mineralógica e a densidade, a forma e a distribuição das diaclases controlam os detalhes dessa evolução como a espessura do regolito gerado e a energia do relevo.
- Nos primeiros estágios da evolução, ocorre um arredondamento das arestas e vértices das encostas rochosas que, em ausência de vegetação de porte, se comportam como “controladas pelo intemperismo”. À medida, entretanto, que a vegetação se vai fixando e crescendo em possança, as encostas vão tendendo para um equilíbrio dinâmico entre

geração de solo e retirada do mesmo pela erosão, para passar finalmente a um comportamento do tipo “controlado pelo transporte”. A partir desse instante, a evolução das encostas é controlada pela evolução das características mecânicas dos materiais que as constituem e se processa através de instabilizações periódicas e catastróficas, que transformam porções das encostas convexas em côncavas.

- A recorrência de escorregamentos faz ascender nas encostas as porções côncavas, em todos os lados das elevações, até que finalmente elas se encontram nos divisores, ao mesmo tempo em que o isolamento de porções convexas remanescentes entre porções côncavas resultantes de movimentos coletivos, faz evoluir lateralmente a “concavidade”, mercê da sua perda de sustentação. Essa sequência evolutiva resulta, em última análise, numa redução de altura das encostas e numa suavização de seus taludes, num processo que tende a uma “peneplanização” ao estilo “davisiano”, resultante, entretanto, de processos diferentes. O nível de aplainamento atingido por uma determinada região, por esse modelo de evolução, será uma função inversa do grau de movimentação neotectônica local e ou das modificações do nível base de erosão, nos casos em que a região se situe próxima ao mar e uma função direta do tempo decorrido. À medida em que as formas forem se suavizando, os processos de ação superficial (intemperismo e erosão) irão sobrepujando gradativa e crescentemente em efetividade, os escorregamentos, no modelado do terreno. Ao ocorrer uma mudança climática um outro tipo de perturbação é introduzido, fazendo com que o relevo evolua diferentemente, embora as formas finais tendam à similaridade.
- A concavidade e a convexidade representam formas de equilíbrio para condicionamentos ambientais diferentes, mas são comandadas, em última análise, pelas características mecânicas dos materiais que as constituem. Em climas áridos, como é pouco efetiva a ação protetora e estabilizadora da floresta, as vertentes são conformadas em primeira instância pela resultante do entrechoque entre o poderio dos processos superficiais de intemperismo, erosão e transporte, e as características de resistência a esses processos dos materiais que compõem as encostas, resultando, na remoção maciça do material solto e conduzindo a vertente até sua condição limite de equilíbrio em termos de estabilidade, que é comandada pela resistência ao cisalhamento. A resultante desse conjunto de processos é uma curva côncava em que cada ponto representa essa condição limite. No caso de climas úmidos, a proteção da vegetação permite um acúmulo de material particulado que é conformado inicialmente pelos processos de rastejo, tendendo a uma curva convexa. Ao ser atingido,

entretanto, o limite da estabilidade do material acumulado, as vertentes se instabilizam e buscam uma nova condição de estabilidade que é representada, como no caso anterior, pela forma côncava.

- Embora haja uma convergência final em termos da forma côncava, que é comandada pela resistência ao cisalhamento do material das encostas, no detalhe, toda a evolução das encostas é comandada pela condição climática e suas decorrências em termos de vegetação, não cabendo, portanto, a assertiva de King de que “os controles físicos básicos dos terrenos são os mesmos em todos os climas”, nem a sua visão extremamente simplificada da geomorfologia brasileira.
- As estimativas de estabilidade de encostas naturais executadas atualmente, quando do tipo “qualitativo”, baseiam-se em elementos bastante subjetivos, quando não questionáveis. As estimativas “quantitativas” são difíceis de executar, utilizando-se os métodos tradicionais da Mecânica dos Solos, em razão das simplificações admitidas nos mesmos e da pouca representatividade dos parâmetros obtidos em laboratório frente à extrema complexidade da realidade. Apenas os estudos de regressão sobre rupturas existentes permitem obterem-se valores dos parâmetros de resistência que sejam razoavelmente representativos da realidade. Os estudos tradicionais de regressão, entretanto, necessitam de ocorrências de rupturas recentes, para poderem ser utilizados como paradigma.
- A partir do modelo de evolução de encostas desenvolvido no presente trabalho, é possível efetuarem-se estimativas “qualitativas” de estabilidade de encosta que fogem bastante ao subjetivismo: a forma das vertentes torna-se uma boa indicação do seu grau de instabilidade. Vertentes convexas representam, em princípio, uma condição de estabilidade melhor que as côncavas - ou possuem um Fator de Segurança mais alto - pois ao aproximar-se este do valor unitário, as encostas evoluem, via escorregamento, para a forma côncava. Esta forma é mantida por sucessivas instabilizações, o que significa que um Fator de Segurança muito próximo a 1 é nelas mantido. O grau de insegurança - e consequentemente de subjetivismo - nesse diagnóstico fica por conta das encostas convexas em seu estágio final de aproximação do Fator de Segurança unitário e do “contorno” que envolve a encosta côncava.
- Estimativas “quantitativas” de estabilidade de encostas, podem ser executadas, também, a partir do modelo desenvolvido. Utilizando-se as funções X (ângulo do talude) e Y (altura do talude), desenvolvidas por Hoeck (1972 p 53), é possível uma sistematização dos

estudos de regressão, utilizando-se as vertentes côncavas como paradigma, o que torna desnecessária a ocorrência recente de rupturas de encosta para a obtenção dos valores de coesão e atrito que regem a estabilidade das encostas.

- Do mesmo modo, a estimativa de “empuxos” sobre estruturas pode ser efetuada a partir do modelo desenvolvido. Admitindo-se, à semelhança da teoria de Rankine, que no interior da massa de solo desenvolvem-se planos potenciais de ruptura - neste caso, com a forma curva observada nas rupturas - é possível estimar-se o peso da “cunha” que atua sobre a estrutura. A utilização dessa cunha, ao invés dos triângulos utilizados pela teoria de Rankine, apresenta a vantagem de corresponder à realidade observada - o que significa maior probabilidade de correspondência com os valores reais de empuxos - bem como evitar a duplicidade de teorias para o mesmo fenômeno: rupturas curvas em taludes livres e retilíneas atrás de estruturas de contenção.
- O modelo desenvolvido permite, pelo menos a nível qualitativo, explicar por que taludes transversalmente convexos são mais instáveis que retilíneos e ainda mais do que côncavos, mesmo que em estimativas bidimensionais todos apresentem valores iguais. O modelo permite, ainda, avançar-se uma explicação, embora ainda em caráter especulativo, sobre a natureza do “efeito de arco” observado nos solos.
- O estudo das encostas possui caráter eminentemente multidisciplinar, não sendo propriedade de nenhuma ciência ou profissão em particular. Todos os enfoques que não levarem em consideração esse fato serão, inapelavelmente parciais e suas conclusões terão alcance muito limitado.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAMENTO, Maurício, PINTO, Carlos de Souza. Resistência ao cisalhamento de solo coluvionar não saturado das encostas da Serra do Mar. **Solos e rochas**, São Paulo, v. 16, n. 3, p. 145-158. 1994.
- ALMEIDA, Maria Cristina Jacinto de; NAKAZAVA, Valdir Akihiko; TATIZANA, Celso. Análise de correlação entre chuvas e escorregamentos no município de Petrópolis, RJ. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA (7 : 1993 : Poços de Caldas) **Anais...** Poços de Caldas : ABGE, 1993. p. 129-136
- BIGARELLA, João José; MOUSINHO, Maria Regina. Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba, n. 16/17 p. 8-41. 1965.
- BIGARELLA, João José; MOUSINHO, Maria Regina; SILVA, Jorge Xavier da. Considerações a respeito da evolução das vertentes. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba, n. 16/17, p. 85-116. 1965.
- BIGARELLA, João José; BECKER, Rosemeri. Topics for discussion. *In*: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE QUATERNARY (1975) **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 33, p. 171-276. 1975.
- BISHOP, A. W. The use of slip circle in the stability analysis of earth slopes. **Geotéchnique**. London, v. 4, p. 148 - 152. 1955.
- BR fechada **Correio de Notícias**,. Curitiba, 3 out. 1991
- BULL, William B. Allometric changes of landforms. **Bulletin Geological Society of America**, Colorado, v. 86, n.11, p. 1489-1498. nov. 1975.
- CAILLEUX, André; TRICART, Jean. Zonas fitogeográficas e morfoclimáticas do quaternário, no Brasil. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 4,. p 12-17. ago 1959.
- CARSON, M.A. **The mechanics of erosion**. London: Pion, 1971. 174 p
- CARSON, M. A.; KIRKBY, M. S. **Hillslope forms and process**. Cambridge : University Press, 1972. 475 p
- COZZOLINO, Vera M.; MARTINATI, Luiz Rogério; BUONO, André V. De Anna. Contribuição ao estudo dos movimentos tectônicos sin e pós-sedimentares na bacia de São Paulo a partir de evidências observadas nas escavações do túnel da Eletropaulo. **Solos e Rochas**, São Paulo, v. 17, n. 1, p. 13-19, abr. 1994

- CRUZ, Olga. **Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba - SP: Contribuição à geomorfologia litorânea tropical** São Paulo 1974 181 p. Tese (Doutorado) F.F.C.L.H., Universidade de São Paulo.
- CRUZ, Paulo Teixeira da. Geologia de engenharia e meio ambiente. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA* (7 : 1993 : Poços de Caldas) **Anais...** : São Paulo : ABGE, 1993. p. 43-52
- DAS, Braja M. **Advanced soil mechanics**, Washington : McGraw-Hill, 1985. 511p.
- DEERE, D. V.; PATTON, F. D. Slope stability in residual soil. *In: PANAMERICAN CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING* (4 : San Juan : 1970) **Proceedings...** San Juan : ISSM, 1970. p. 87-170.
- DIETRICH, William Eric; DORN, Ronald. Significance of thick deposits of colluvium on hillslopes : a case study involving the use of pollen analysis in the coastal mountains of northern California. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 92, n 2, p. 147-158, mar. 1984.
- DIETRICH, William E.; WILSON, Cathy J.; MONTGOMERY, David R. *et al.* Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital terrain model. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 101, n. 2, p. 259-278, 1993
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. da S. P; LEÃO, Z. M. de A. N. *et al.* Geologia do Quaternário Costeiro do Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 20, n. 1-4, mar./dez. 1990
- EINSTEIN, Albert; INFELD, Leopold. **The evolution of physics** New York : Simon and Schuster, 1952. 316 p.
- FELLENIUS, W. Calculations of the stability of earth dams. *In: CONGRESS ON LARGE DAMS* (2 : 1936 : Washington) **Proceedings...** Washington : [s.n.], 1936
- FREDLUND, D. G.; RAHARDJO, H. Theoretical context for understanding unsaturated residual soil behavior. *In: CONFERENCE ON GEOMECHANICS IN TROPICAL LATERITIC AND SAPROLITIC SOILS* (1 : 1985 : Brasília) **Tropical's 85**, Brasília : ABMS, 1985. p. 295-306
- FREIRE, Eduardo Solon de Magalhães. Movimentos coletivos de solos e rochas e sua moderna sistemática. **Construção**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 95, p. 10-18, mar. 1965
- FÚLFARO, V. J. Recent tectonic features in the Serra do Mar region, State of São Paulo, Brazil, and its importance to engineering geology. *In: CONGRESS INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY* (2 : 1974 : São Paulo) **Proceedings...** São Paulo : ABGE, 1974. p. II-7.1 - II-7.7

- FÚLFARO, Vicente José; PONÇANO, Waldir Lopes; BISTRICHI, Carlos Albert *et al.* Escorregamentos de Caraguatatuba : expressão atual e registro na coluna sedimentar da planície costeira adjacente. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA* (1 : 1976 : Rio de Janeiro) *Anais...* São Paulo : ABGE, 1976, p.341-350
- GARNER, H. F.. **The origin of landscapes - A synthesis of geomorphology.** London : Oxford University Press 1974
- GUIDICINI, Guido; NIEBBLE, Manoel Carlos. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação.** São Paulo: Edgar Blucher; Ed. da Universidade de São Paulo 1976. 194 p.
- GUIDICINI, Guido; IWASA, Oswaldo Yujiro. Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido **Construção Pesada**, São Paulo, v .6, n. 72, p. 60-70 jan. 1977.
- GOULD, Stephen Jay. **Seta do tempo, ciclo do tempo : mito e metáfora na descoberta do tempo geológico.** São Paulo : Companhia das Letras, 1991. 221 p.
- HASUI, Yociteru. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO.* (1 : 1990 : Belo Horizonte) *Anais...* Belo Horizonte : SBG, 1990, 17 f.
- HOEK, H. **Estimando a estabilidade de taludes escavados em minas a céu aberto.** São Paulo : APGA, 1972. 57 p. (Trad. 4)
- HUGGETT, Richard J. **Earth surface systems.** Berlin : Springer-Verlag, 1985. 269 p.
- KANJI, Milton Assis. **Resistência ao cisalhamento de contactos solo-rocha.** São Paulo, 1972. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo
- KING, Lester C. A geomorfologia do Brasil Oriental. Separata de : **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 3-265, abr./jun. 1956.
- LABORATOIRE CENTRAL DES PONTS ET CHAUSSEES-LCPC. **Stabilité des talus 1.** Versants naturels, Paris, numéro spécial II, mar. 1976
- LAMBE, T. W.; WHITMAN, R. V. **Soil Mechanics**, SI Version. New York : John Wiley & Sons, 1979. 553 p.
- LEHMANN, Herbert. Observações morfoclimáticas na Serra da Mantiqueira e no Vale do Paraíba. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, n. 5, p 1-6, abr. 1960.
- LOPES, José Antonio Urroz. Estudo geológico na rodovia Tres Pinheiros - Pato Branco **DER**, Curitiba, n. 11, p. 32-35, jul/ago, 1967
- LOPES, José Antonio Urroz. **Estimativa de estabilidade de taludes artificiais a partir do exame de cicatrizes de escorregamentos naturais** Curitiba [S.l.; s.n.] 1980. 56 p.

- LOPES, José Antonio Urroz. Algumas considerações sobre a estabilidade de taludes em solos residuais e rochas sedimentares subhorizontais. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA*. (3 : 1981 : Itapema) **Anais...** São Paulo : ABGE, 1981, p. 167-186
- LOPES, José Antonio Urroz. The evolution and stability of tropical and subtropical hillslopes and their importance in the engineering geology practice. *In: CONGRESS INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY* (5 : 1986 : Buenos Aires) **Proceedings...** Boston : AA. Balkema, 1986. p. 2029-2038
- LOPES, José Antonio Urroz. Terra Roxa-PR : um caso notável de problemas em fundações rasas provocados por fenômenos associados a colapso de solos. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA* (5 : 1987 : São Paulo) **Anais...** São Paulo : ABGE, 1987 p. 359-375
- LOPES, José Antonio Urroz. A evolução das encostas e a estabilidade dos taludes viários. *In: REUNIÃO ANUAL DE PAVIMENTAÇÃO* (23 : 1988 : Florianópolis) **Anais...** Florianópolis : ABPv, 1988. p. 383-408
- LOPES, José Antonio Urroz. Estimativa de estabilidade de encostas naturais e procedimentos preventivos/corretivos da engenharia civil. *In: Curso de Áreas Degradadas* Curitiba : FUPEF-APEF, 1993. p.
- MACEDO, J. M. Bastos de; LEMOS, M. A. Monteiro de. **Introdução ao estudo da gênese dos minerais de argila**, Lisboa : Centro de Estudos de Pedologia Tropical, 1961. 81 p.
- MACEDO, Juliano Magalhães; BACOCOLI, Giuseppe; GAMBOA, Luiz A. P. O tectonismo meso-cenozóico da região sudeste *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE* (2 : 1991 : São Paulo) **Atas...** São Paulo : Sociedade Brasileira de Geologia/SP-RJ, 1991. p. 429-437
- MARQUES FILHO, Pedro Lagos; CORREIA, Paulo César; LEVIS, Paulo *et al* Características usuais e aspectos peculiares do manto de alteração e transição solo-rocha em basaltos. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA* (3 : 1981 : Itapema) **Anais...** São Paulo : ABGE, 1981. p. 53-72.
- MARTIN, L.; MORNER, N.A.; FLEXOR, J. M. *et al.* **Reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário**. São Paulo : Sociedade Brasileira de Geologia, 1982.
- MASSUCHETTO, Gilberto. **Termo de vistoria**. Colombo(PR), 31 out. 1991
- MEIS, Maria Regina Mousinho de; SILVA, Jorge Xavier da. Considerações geomorfológicas a propósito dos movimentos de massa ocorridos no Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 30, n. 1, p. 55-72, jan./mar. 1968

- MEIS, Maria Regina Mousinho de; MOURA, Josilda Rodrigues da Silva de; SILVA, Tacio J. Oliveira da. Os “complexos de rampa” e a evolução das encostas no planalto sueste do Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Rio de Janeiro, v. 53, n. 3, p. 605-615. set. 1981
- MELLO, Victor. F. B. de. **Apreciações sobre a engenharia de solos aplicáveis a solos residuais**: São Paulo: ABGE, 1978. 60 p. (trad. 9)
- MOUGIN, J. P. **Les mouvements de terrain: recherches pour les apports mutuels des études géologiques et mécanique a l'estimation de la stabilité des pentes** 1973 Thèse (Docteur) Ingénieur
- MOUSINHO, Maria Regina; BIGARELLA, João José. Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba, n. 16/17, p. 43-84. 1965.
- PARANÁ. Secretaria de Estado da Agricultura e do Abastecimento. Instituto de Terras Cartografia e Florestas. **Atlas do Estado do Paraná**, Curitiba, 1988. 73 p.
- PARANÁ. Secretaria de Estado da Agricultura e do Abastecimento. Departamento de Economia Rural. **Of/NAO/209/91**. 1991
- PONÇANO, Waldir Lopes; PRANDINI, Fernando Luiz; STEIN, Dirceu Pagotto. Condicionamentos geológicos e de ocupação territorial nos escorregamentos de Maranguape Estado do Ceará, em 1974. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA (1 : 1976 : Rio de Janeiro) **Anais...** São Paulo : ABGE, 1976 p. 323-339
- PRANDINI, F. L.; GUIDICINI, G.; BOTTURA, J. A. *et al.* Resenha crítica da atuação da cobertura vegetal na estabilidade de encostas. **Construção Pesada**, São Paulo, v. 6, n. 69, p 46-60, out. 1976.
- QUEDA de barreira interrompe tráfego na 277. **Gazeta do Povo**, Curitiba, 3 Out. 1991
- REGO, Luiz Flores de Moraes. **Notas sobre a geomorphologia de S. Paulo e sua genesis** São Paulo : Imprimir, Instituto Astronomico e Geographico de São Paulo, 1932. 28 p.
- RICCOMINI, Claudio; TESSLER, Moyses Gonsalez; SUGUIO, Kenitiro. **Novas evidências de atividade tectônica moderna no sudeste brasileiro**: os depósitos falhados da Formação Pariquera-Açu. São Paulo : Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 1984. p.29-42 (Publ. Avulsa nº 2)
- RICCOMINI, C. : PELOGGIA, J. C. ; SALONI, J. C. L. *et al.* Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil) **Journal of South American Earth Sciences**. Oxford, v. 2, n. 2, p 191-197, 1988

- ROGÉRIO, Paulo R. **Cálculo de estabilidade de taludes pelo método de Bishop simplificado**. São Paulo : Edgard Blucher, 1976. 153 p.
- SAADI, Allaoua. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p 1-15, nov. 1993.
- SCHUMM, S. A. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy **The Journal of Geology**, Chicago v. 101, n. 2, p. 279-294, mar. 1993.
- SMALL, R.J.; CLARK, M.J. **Slopes and weathering**. Cambridge : Cambridge University Press, 1982. 110 p.
- SPANGLER, Merlin G.; HANDY, Richard L. **Soil engineering**. 3. ed. New York : Intext Educational, 1973. 748 p.
- STAGGE, K.G.; ZIENKIENVICZ, O. C. **Mecánica de rocas en la ingeniería práctica**. Madrid : Ed. Blume, 1970. 398 p.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. Les variations relatives du niveau moyen de la mer au Quaternaire récent dans la région de Cananéia-Iguape (São Paulo). **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**, São Paulo, 1976.
- SUGUIO, Kenitiro; MARTIN, Louis; BITTENCOURT, Abílio C. S. P. *et al.* Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v.15, n. 4, p. 273-286 dez. 1985.
- TATIZANA, Celso; OGURA, Agostinho Tadeu; CERRI, Leandro Eugênio da Silva *et al.* Análise de correlação entre chuvas e escorregamentos - Serra do Mar, Município de Cubatão. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA (5 : 1987 : São Paulo) Anais...* São Paulo: ABGE, 1987. p. 225-236.
- TATIZANA, Celso; OGURA, Agostinho Tadashi; CERRI, Leandro Eugênio da Silva *et al.* Modelamento numérico da análise de correlação entre chuvas e escorregamentos aplicado às encostas da Serra do Mar no Município de Cubatão. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA (5 : 1987 : São Paulo) Anais...* São Paulo ABGE, 1987. p. 237-248.
- TAYLOR, Donald W. **Fundamentals of soil mechanics**. 2. ed. New York : John Wiley & Sons 1966. 700 p.
- TERZAGHI, Karl. **Defeitos em rochas e cargas sobre escoramentos de túneis**. Lajes (SC) Batalhão Rodoviário, [s.d.], 80 p. trad. 2.
- TERZAGHI, Karl; PECK, Ralph. B. **Soil mechanics in engineering practice**. 2. ed. New York : John Wiley & Sons 1966. 566 p.

- TERZAGHI, K. **Mecanismo dos escorregamentos de terra**. São Paulo : Escola Politécnica; USP, 1967. 37 p.
- TRICCART, Jean. Informações sobre a interpretação paleogeográfica dos cascalheiros **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 4, p. 1-11, ago. 1959.
- TRICCART, J.; CAILLEUX, A. **Introduction a la Géomorphologie Climatique**, Paris : Société D'Édition D'Enseignement Supérieur, 1965. 306 p. t. 1.
- TRICCART, J. **Le modelé des régions chaudes forêts et savanes**. Paris : Société D'Édition D'Enseignement Supérieur, 1965. 322 p. t. 5.
- VARGAS, M. Engineering properties of residual soils from south-central region of Brazil. *In*: CONGRESS INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY (2 : 1974 : São Paulo) **Proceedings...** São Paulo : ABGE, 1974. p. IV-PC-5.1 - IV-PC-5.26
- VARGAS, Milton. **Introdução à mecânica dos solos**. São Paulo : Mc.Graw-Hill, 1977. 509 p.
- VILWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J.; LOSS, E. L. *et al.* Geology of the Rio Grande do Sul coastal province *In*: **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. v. 4, Rotterdam : Balkem, 1986.
- WOLLE, Claudio Michael; CARVALHO, Celso Santos. Deslizamentos em encostas na Serra do mar-Brasil. **Solos e Rochas**, São Paulo, v. 12, n. único, p. 27-36, 1989.
- YOUNG, A. **Slopes**. 3. ed. London : Longman, 1978. 288 p.

7. ANEXOS

7.1 DEDUÇÃO DA FÓRMULA DA ALTURA CRÍTICA

(retirada de Spangler e Handy, 1973 p 488-489)

A força cisalhante ao longo do plano Ac é dada por: $S = P \sin \theta$

Na condição de ruptura: $P \sin \theta = cL + P \cos \theta \tan \phi$

mas: $P = \frac{1}{2} (\gamma HL \operatorname{cosec} i \sin (i - \theta))$

logo: $c = \frac{1}{2} [\gamma H \operatorname{cosec} i (\sin (i - \phi) \sin (\theta - \phi) / \cos \phi)]$

Para um determinado valor de ϕ , o plano mais estressado será aquele definido pelo ângulo θ que exigir o maior valor de c para a manutenção do equilíbrio. Assim sendo, utilizando-se o princípio de máxima e mínima, isto é, fazendo a derivada primeira de c com respeito a θ igual a 0 e resolvendo para θ obtém-se:

$$\theta = 1/2(i + \phi)$$

Substituindo, vem: $c = \{\gamma H [1 - \cos (i - \phi)]\} / [4 \sin i \cos \phi]$

e: $H = [4c \operatorname{cosec} i \cos \phi] / \{\gamma [1 - \cos(i - \phi)]\}$

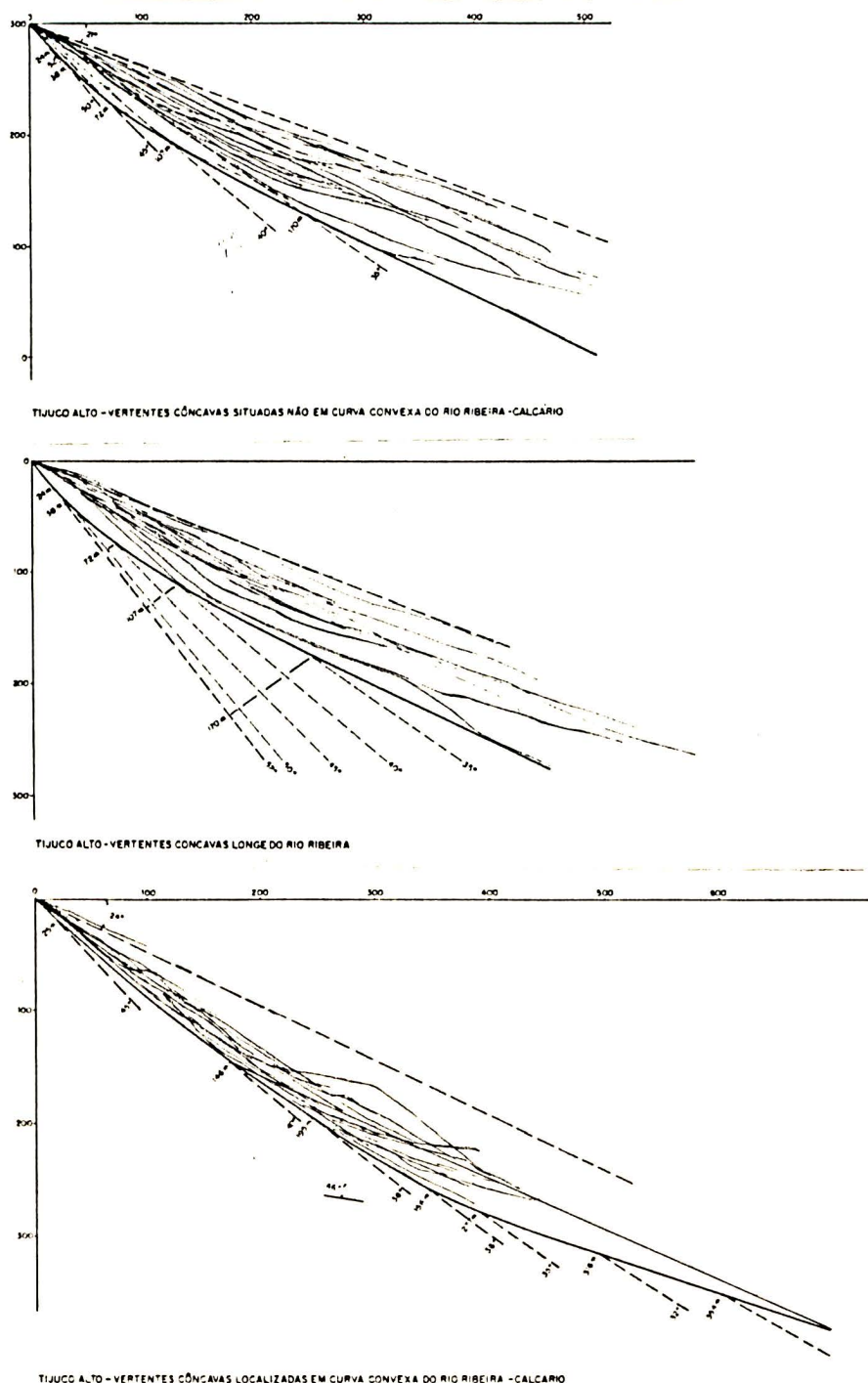
7.2 EXEMPLO DE ESTIMATIVA DE ESTABILIDADE DE TALUDE A PARTIR DE ESTUDO DE REGRESSÃO - CASO DE TIJUCO ALTO

A partir do mapeamento das cicatrizes de escorregamento, foram levantados perfis ao longo da secção principal das mesmas, tal como o prevê o método. Como o Rio Ribeira do Iguape, se encontra, aparentemente, em fase de entalhamento de seu vale - conforme indicado pelos terraços elevados - o que poderia significar uma condição de regolito menos amadurecido nas encostas de seu vale, que nas regiões mais afastadas, especialmente nas porções de maior atuação erosiva (curvas convexas), buscou-se agrupar separadamente as cicatrizes, constituindo-se, assim, tres conjuntos:

- cicatrizes situadas fora da área do vale do Rio Ribeira do Iguape;
- cicatrizes situadas ao longo do vale do Rio Ribeira do Iguape, em locais onde o rio se apresenta em curvas convexas;

- cicatrizes ao longo do vale do Rio Ribeira do Iguape, situadas em locais onde o rio não se apresenta em curvas convexas.

Figura 59: SECÇÕES PRINCIPAIS, ENVOLTÓRIAS E TRAÇADOS DE ÂNGULOS E ALTURAS LIMITE DE VERTENTES CÔNCAVAS DA REGIÃO ONDE SERÁ CONSTRUÍDA A HIDRELÉTRICA DE TIJUCO ALTO.



Como em muitos casos, eram encontrados escorregamentos recorrentes, normalmente remontantes, em cada um dos conjuntos acima, foram efetuados traçados diferentes,

utilizando-se perfis completos e alternativamente, só as porções côncavas, correspondentes a cada escorregamento individual. O resultado final, constituiu-se, pois em seis situações, a serem examinadas. As Figs. 60a a c mostram, como exemplo, os perfis completos das secções principais nas tres situações antes reportadas, bem como as envoltórias e os pares ângulos/alturas limites.

Com base nesses pares e nas observações de campo, foram estipulados os pares de equações que atendem às rupturas. Essas equações, por exemplo, para os perfis completos das rupturas situadas longe do Rio Ribeira, foram:

- $X = 52 - \phi$ e $Y = 5.808/c$
- $X = 50 - \phi$ e $Y = 9.120/c$
- $X = 45 - \phi$ e $Y = 16.920/c$
- $X = 40 - \phi$ e $Y = 24.610/c$
- $X = 35 - \phi$ e $Y = 38.250/c$

Com base nelas foram definidos os pares de valores c/ϕ passíveis de atender a cada um desses taludes. Para o primeiro deles, as correspondências foram:

$$\begin{aligned}\phi = 10 &\rightarrow X = 42 \rightarrow Y = 7,40 \rightarrow c = 78,6 \\ \phi = 15 &\rightarrow X = 37 \rightarrow Y = 8,90 \rightarrow c = 65,3 \\ \phi = 20 &\rightarrow X = 32 \rightarrow Y = 10,4 \rightarrow c = 55,8 \\ \phi = 25 &\rightarrow X = 27 \rightarrow Y = 12,5 \rightarrow c = 46,5 \\ \phi = 30 &\rightarrow X = 22 \rightarrow Y = 15,0 \rightarrow c = 38,7 \\ \phi = 35 &\rightarrow X = 17 \rightarrow Y = 19,0 \rightarrow c = 30,6 \\ \phi = 40 &\rightarrow X = 12 \rightarrow Y = 25,0 \rightarrow c = 23,2\end{aligned}$$

Finalmente, por tentativas, a partir dos pares de valores possíveis para cada talude individual, buscou-se aqueles que melhor atendem a totalidade da ruptura.

Os resultados desse procedimento, são apresentados no quadro a seguir, cujos valores mostram que as diferenças apresentadas entre as diferentes situações são muito pequenas entre si, não evidenciando nenhuma tendência clara, em termos do antes pressuposto.

Localização/tipo	Longe do Rio Ribeira do Iguape	No vale do Ribeira, não em curva convexa	No vale do Ribeira em curva convexa
Perfis completos	$\phi = 33,5^{\circ} *$ $c = 47 \text{ KN/m}^2 **$	$\phi = 33^{\circ}$ $c = 70 \text{ KN/m}^2$	$\phi = 33^{\circ}$ $c = 50 \text{ KN/m}^2$
Só a porção côncava	$\phi = 33,5^{\circ}$ $c = 43 \text{ KN/m}^2$	$\phi = 32^{\circ}$ $c = 63 \text{ KN/m}^2$	$\phi = 33^{\circ}$ $c = 70 \text{ KN/m}^2$

Em razão desses resultados foram adotados, como representativos dos materiais residuais ocorrentes em toda a área, os valores a seguir:

$$\phi = 33^{\circ}$$

$$c = 70 \text{ KN/m}^2$$

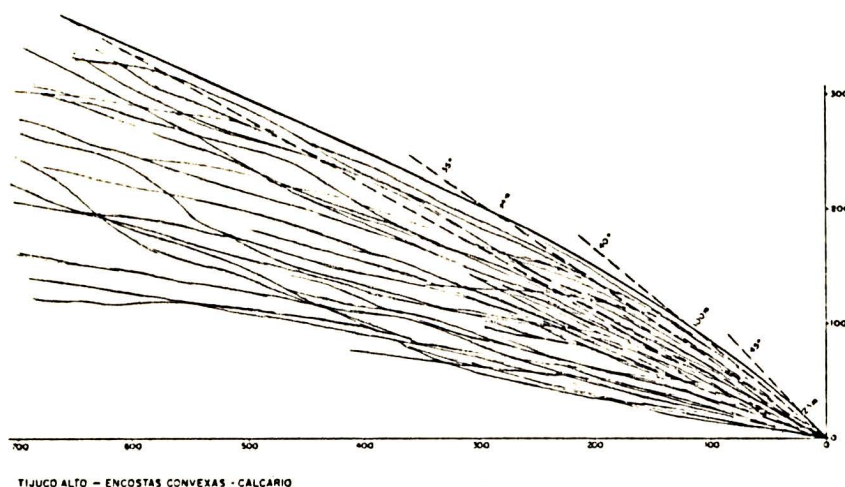
Do mesmo modo, foram executados estudos dos materiais coluviais, tendo-se obtido, os seguintes valores como representativos:

$$\phi = 22^{\circ}$$

$$c = 8,5 \text{ KN/m}^2$$

Afim de testar-se o modelo, foram levantados perfis de vertentes convexas (Fig 61) afim de verificar-se os valores de c e ϕ mínimos necessários para a manutenção de sua estabilidade.

Figura 60: VERTENTES CONVEXAS DA REGIÃO DE TIJUCO ALTO - PERFIS, ENVOLTÓRIA E PARES ÂNGULOS/ALTURAS LIMITE



Os valores obtidos a partir da envoltória de todos os perfis, foram:

$$\phi = 32^\circ$$

$$c = 40 \text{ KN/m}^2$$

Como esses valores são menores do que os obtidos para o caso das vertentes côncavas, não há contradição com o modelo proposto, sendo que a vertente menos estável apresenta $F_s = 1,16$

Finalmente, para testar-se a estabilidade das encostas, situadas contíguas aos locais a serem ocupados pelas Vilas Residenciais e Alojamento de Solteiros e das onde se situarão a Casa de Força e a Tomada d'Água, foram tomados perfis completos, desde o sopé dessas encostas até o alto das mesmas. Nesses casos, estimou-se os valores mínimos de c e ϕ necessários à manutenção de sua estabilidade, nas mesmas condições em que foi suposta, a ocorrência das rupturas, utilizadas para estimativa dos valores desses parâmetros: elevação do NA à meia altura do talude e ocorrência de fendas de tração também até meia altura. Os valores obtidos, foram:

- para a encosta situada atrás do Alojamento de Solteiros (um perfil estudado):

$$\phi = 14^\circ \quad F_{s_\phi} = 33/14 = 2,36$$

$$c = 340 \text{ gf/cm}^2 \quad F_{s_c} = 560/340 = 1,65$$

$$F_{s_m} > 2,0$$

- para a encosta situada atrás da Casa de Força (dois perfis estudados)

$$\phi = 31^\circ \quad F_{s_\phi} = 33/31 = 1,06$$

$$c = 430 \text{ gf/cm}^2 \quad F_{s_c} = 560/430 = 1,30$$

$$F_{s_m} = 1,29$$

$$\phi = 29^\circ \quad F_{s_\phi} = 33/29 = 1,14$$

$$c = 400 \text{ gf/cm}^2 \quad F_{s_c} = 560/400 = 1,40$$

$$F_{s_m} = 1,30$$

- para a encosta situada atrás das Vilas Residenciais (dois perfis estudados):

$$\phi = 29^\circ \quad F_{s_\phi} = 33/29 = 1,14$$

$$c = 405 \text{ gf/cm}^2 \quad F_{s_c} = 560/405 = 1,38$$

$$F_{s_m} = 1,28$$

$$\phi = 27^\circ \quad F_{s_\phi} = 33/27 = 1,22$$

$$c = 500 \text{ gf/cm}^2 \quad F_{s_c} = 560/500 = 1,12$$

$$F_{s_m} = 1,31$$

- para a encosta onde se situa a Tomada d'Água (um perfil estudado)

$$\phi = 32,5^\circ \quad F_{s_\phi} = 33/32,5 = 1,02$$

$$c = 400 \text{ gf/cm}^2 \quad F_{s_c} = 560/535 = 1,05$$

$$F_{s_m} = 1,10$$

7.3 EXEMPLO DE ESTUDO DE ESTABILIDADE DE ATERRO - CASO DA RODOVIA BR-153

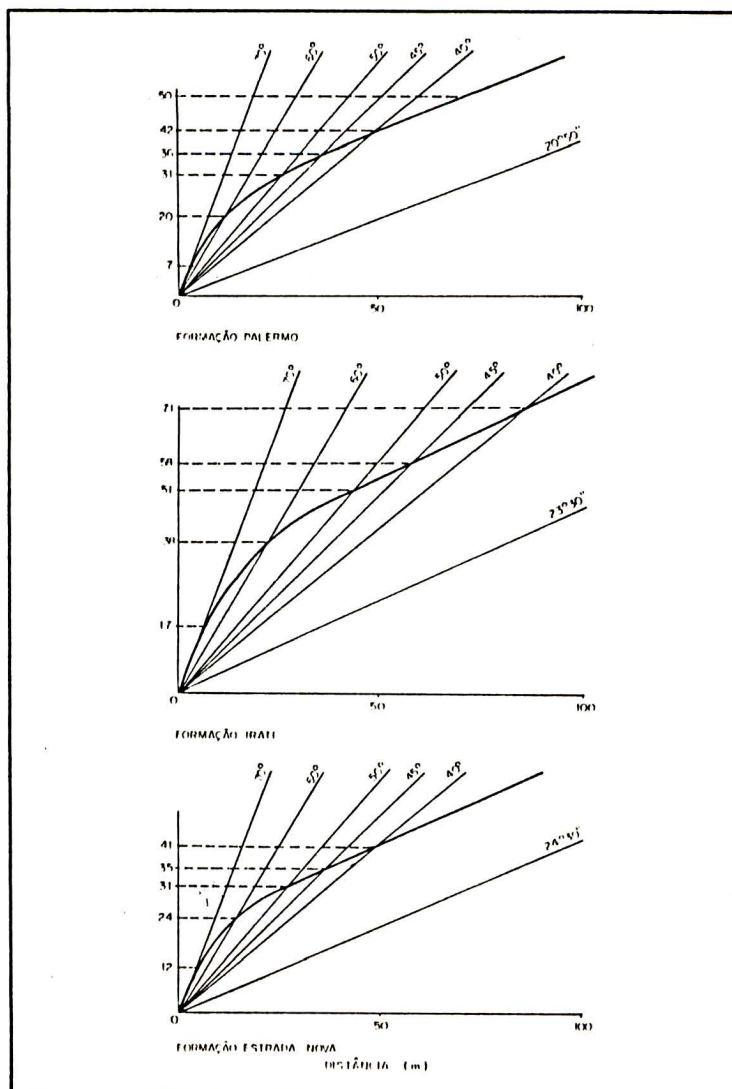
A rodovia BR - 153, no trecho Imbituva - União da Vitória, corta litologia das Formações Palermo, Irati e Estrada Nova, para as quais, utilizando-se estudos de regressão, similares aos exemplificados no item 4.3.5.4, obteve-se as envoltórias mostradas na Fig 61.

A partir dessas envoltórias e dos estudos de campo, foram definidas as equações numéricas correspondentes e os valores possíveis dos pares c/ϕ , a partir dos quais obteve-se aqueles que se apresentavam como os mais prováveis. No caso, preferiu-se testar a situação para dois conjuntos c/ϕ , tendo-se em vista que os F_s calculados, utilizando-se esse dois conjuntos, levavam a valores muito próximos. Esses valores são mostrados no quadro abaixo.

Formação	$c \text{ (g/cm}^2\text{)}$	$\phi \text{ (}^\circ\text{)}$	$c \text{ (g/cm}^2\text{)}$	$\phi \text{ (}^\circ\text{)}$
Palermo	492	23	168	33
Irati	484	29	347	35
Estrada Nova	336	29	275	34

Como esses valores eram representativos das Formações “*in situ*” e como se desejava calcular a estabilidade dos aterros a serem construídos com esses materiais - e como é sabido que materiais sedimentares costumam ter seus parâmetros de resistência sensivelmente reduzidos pelas operações de terraplenagem - preferiu-se determinar qual o nível de decaimento necessário para que houvesse instabilização dos aterros, considerando-se que os mesmos fossem construídos com taludes de 1v:1,5h (inclinação usual) e altura máxima programada para a rodovia (13 metros). Utilizando-se as equações numéricas correspondentes e a curva $F_s=1$ do ábaco de Hoeck, pôde-se determinar que os aterros se manteriam estáveis para:

Figura 61 ENVOLTÓRIAS E TRAÇADOS DE ÂNGULOS E ALTURAS LIMITE DE VERTENTES CÔNCAVAS DAS FORMAÇÕES GEOLÓGICAS ATRAVESSADAS PELA RODOVIA BR-153



- qualquer valor de redução somente de ϕ de até 63% do seu valor original;
- qualquer valor de redução simultânea de c e ϕ situada acima da reta (em traço e ponto na Fig 62) definida por esses dois pontos, isto é que atendesse à seguinte condição:

$$c_{res} / c_{orig} \geq - 1,394 \phi_{res} / \phi_{orig}$$

Por outro lado, a Fig. 62 mostra que à excessão dos materiais da Formação Palermo, uma redução de até 100% no valor de c , mesmo concomitante com uma pequena redução em ϕ não

levaria à instabilização dos aterros, pois para as duas outras Formações, a condição de instabilidade é dada pela linha tracejada na Fig. 62. Essa condição é dada por:

$$c_{nes} / c_{orig} \geq -0,18 \phi_{res} / \phi_{orig} + 0,96$$

onde:

c_{nes} = c necessário para manter a estabilidade dos aterros;

c_{orig} = c original do material;

ϕ_{res} = ϕ residual no material após os trabalhos de terraplenagem;

ϕ_{orig} = ϕ original do material antes do retrabalhamento.

Figura 62 CONDIÇÃO DE ESTABILIDADE DOS ATERROS DA RODOVIA BR-153

